



Mécanismes de formation des systèmes convectifs quasi-stationnaires en Méditerranée nord-occidentale : application au cas du 15 juin 2010 sur le Var

Emilie Bresson

► To cite this version:

Emilie Bresson. Mécanismes de formation des systèmes convectifs quasi-stationnaires en Méditerranée nord-occidentale : application au cas du 15 juin 2010 sur le Var. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2011. Français. NNT : . tel-00822669

HAL Id: tel-00822669

<https://theses.hal.science/tel-00822669>

Submitted on 15 May 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université
de Toulouse

THÈSE

**En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE**

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Physique de l'atmosphère

Présentée et soutenue par :

Émilie BRESSON

le : mardi 13 décembre 2011

Titre :

Mécanismes de formation des systèmes convectifs quasi-stationnaires
en Méditerranée nord-occidentale
Application au cas du 15 juin 2010 sur le Var

JURY

M. Sylvain Coquillat	Président	M. Laurent Goulet	Examineur
M. Konstantinos Lagouvardos	Rapporteur	M. Agustí Jansà	Examineur
M. Yvon Lemaître	Rapporteur	Mme Véronique Ducrocq	Directrice de thèse
M. Wolfram Wobrock	Rapporteur	M. Olivier Nuissier	Co-directeur de thèse

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

CNRM/GAME, Météo-France/CNRS

Directeur(s) de Thèse :

Mme Véronique Ducrocq

M. Olivier Nuissier

Rapporteurs :

M. Konstantinos Lagouvardos, M. Yvon Lemaître et M. Wolfram Wobrock

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de thèse, Véronique Ducrocq et Olivier Nuissier. Vos qualités professionnelles et personnelles m'ont beaucoup apporté pendant mes trois années de thèse. Malgré ton emploi du temps très chargé, Véronique, tu as toujours été disponible pour moi. Merci tout particulièrement pour ta franchise, ta rigueur et ta gentillesse. Merci Olivier pour ton investissement dans mon travail, ta passion de la météo, ta bonne humeur et ton humour.

Je tiens ensuite remercier à Joël Poitevin qui a rendu cette thèse possible et je voulais avoir une pensée pour Joël Noilhan qui m'a fait découvrir ce sujet de thèse et qui nous a quittés l'an dernier.

Merci aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer mon travail, en particulier merci aux rapporteurs pour le temps qu'ils ont consacré à mon manuscrit.

Je remercie mes collègues de l'équipe MICADO et de MESO-NH qui ont rendu mon séjour à Météo-France très agréable avec des pauses café animées : Anne-Lise, Antoine, Didier, François, Geneviève, Laurent, Mathieu, Odile, Olivier C. et Sébastien. Merci aussi à Gaëlle pour son efficacité face à mes problèmes avec le modèle MESO-NH. Merci à Béatrice et Fanny, anciennes thésardes, qui m'ont fait profiter de leurs expériences, conseils et encouragements. Merci à mes compagnons de bureau : Xin, Constantin, Nicolas, Anouck. Un merci tout particulier à Benoît, Céline et Franck pour tous les fous rires qui ont résonné dans le bureau et à Alexandre pour nos pauses café de l'après-midi.

Un grand merci à Régine Darros, notre secrétaire, pour son professionnalisme et son efficacité.

D'un point de vue plus personnel, je souhaite aussi remercier ma famille et mes amis qui m'ont suivie durant cette aventure. Et plus particulièrement un gigantesque merci à toi Nicolas, qui a toujours été là pour me soutenir, m'épauler et avoir confiance en moi. Encore merci à toi.

Résumé

La Méditerranée nord-occidentale est affectée par des épisodes de pluie intense, principalement durant l'automne. L'objectif de la thèse était de mieux comprendre la relation entre les caractéristiques de l'environnement météorologique de méso-échelle et la localisation et l'intensité de ces systèmes fortement précipitants, en étudiant les différents mécanismes de déclenchement et d'entretien de la convection profonde.

Cette relation a d'abord été étudiée au moyen de simulations idéalisées de systèmes convectifs quasi-stationnaires affectant la région Cévenole. Des expériences de sensibilité aux caractéristiques du flux marin en terme d'humidité et de vitesse ont permis d'étudier les mécanismes expliquant la localisation du système précipitant.

Les résultats de cette étude idéalisée ont ensuite été confrontés au cas des inondations du Var du 15 juin 2010. Un ensemble conséquent de simulations numériques a été réalisé afin d'obtenir la meilleure simulation de l'évènement permettant l'étude des mécanismes à l'origine du système précipitant quasi-stationnaire observé sur le Var.

Abstract

Northwestern Mediterranean region is often affected by heavy precipitating events, mostly during autumn. The present study aims at better understanding the relationship between mesoscale meteorological environment characteristics and location and intensity of heavy precipitating systems, by investigating mechanisms responsible for deep convection triggering and maintain.

First, idealised numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Cevenol region were analysed to highlight the dominant mechanisms. Sensitivity experiments varying humidity and wind speed of the marine inflow help to establish relationships between environment characteristics, dominant triggering mechanisms and precipitating system location.

The results of this idealised study were confronted to the flood case of Var, June 15th, 2010. A quite large set of numerical simulations were performed to reproduce at best the heavy precipitation event. Then, the best simulations were used to understand the mechanisms leading to the quasi-stationary precipitating system observed over the Var region.

Table des matières

Introduction	1
I Les événements fortement précipitants sur le pourtour méditerranéen nord-occidental	7
1 Les phénomènes convectifs	9
1.1 Notions de base sur la convection	10
1.1.1 La flottabilité	10
1.1.2 La méthode de la particule et l'instabilité convective conditionnelle	11
1.1.3 Courants subsidents	12
1.2 Les différents types de systèmes convectifs	13
1.2.1 La cellule convective ordinaire ou isolée	14
1.2.2 L'orage multicellulaire	14
1.2.3 Le système convectif de méso-échelle	16
2 Ingrédients météorologiques impliqués dans les événements fortement précipitants en Méditerranée nord-occidentale	17
2.1 Environnement météorologique favorable	17
2.1.1 Environnement météorologique synoptique	18
2.1.2 Ingrédients de méso-échelle	19
2.2 Mécanismes de soulèvement	22
2.3 Conclusions	23
II Étude numérique idéalisée d'événements sur le sud-est de la France	25
3 Méthodologie de l'étude numérique idéalisée	27
3.1 Études numériques idéalisées d'écoulements orographiques conditionnellement instables	28
3.2 Stratégie de notre étude numérique idéalisée	33
3.2.1 Motivation	33
3.2.2 Cadre numérique	33
3.2.3 Le modèle MESO-NH	35

4	Influence des caractéristiques du flux sur les systèmes convectifs quasi-stationnaires	37
4.1	Résumé	37
4.2	Article : Idealised numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain	38
5	Conclusion sur l'étude numérique idéalisée d'événements sur le sud-est de la France	53
III	Étude de l'événement exceptionnel du Var le 15 juin 2010	55
6	Description de l'événement	57
6.1	Situation météorologique	57
6.1.1	Évolution de l'environnement météorologique	57
6.1.2	Chronologie de l'événement	61
6.2	Le 15 juin 2010 prévu par les différents modèles de prévision numérique du temps	65
6.2.1	Les prévisions des modèles opérationnels	66
6.2.2	AROME-WMED : Version expérimentale du modèle AROME sur la Méditerranée occidentale	69
6.3	Conclusion	70
7	Simulation de l'événement	73
7.1	Configuration du modèle MESO-NH	74
7.1.1	Les domaines de simulation	74
7.1.2	Les paramétrisations physiques	74
7.1.3	Les expériences réalisées	75
7.2	Cumuls de précipitation simulés	76
7.2.1	Initialisation et couplage avec les analyses de grande échelle IFS et ARPEGE	78
7.2.2	Initialisation et couplage avec les analyses du modèle AROME-FRANCE	80
7.2.3	Initialisation et couplage avec les analyses du modèle AROME-WMED	80
7.2.4	Conclusions	85
7.3	Évolution du système précipitant simulé	87
7.4	Impact de la très haute résolution	90
7.5	Conclusion	90
8	Étude détaillée des mécanismes	93
8.1	Phase 1a : Mise en place du système quasi-stationnaire sur le Var (06-11 UTC)	93
8.1.1	Environnement à méso-échelle	94
8.1.2	Étude des mécanismes de soulèvement et de stationnarité	97
8.1.3	Synthèse	106

8.2	Phase 1b : Organisation en ligne convective N/S (11-15 UTC)	107
8.2.1	Environnement à méso-échelle	108
8.2.2	Étude des mécanismes de soulèvement et de stationnarité	110
8.3	Phase 2 : Organisation du système selon un axe NO/SE (15-21 UTC) . . .	116
8.3.1	Environnement de méso-échelle	116
8.3.2	Synthèse	120
8.4	Conclusions	121
Conclusion et perspectives		125
Références		129
Annexes		133
A Les outils diagnostiques du modèle MESO-NH		133
B Prévisions du modèle AROME-WMED		137
C Température de brillance dans l’infra-rouge observée et simulée		139
D Sondages moyens		143
Liste des variables		145
Glossaire		147
Liste des figures		149
Liste des tableaux		153

Introduction

La Méditerranée : une région affectée par les pluies intenses et les crues-éclair

La mer Méditerranée possède une géographie très particulière (Figure 1). Elle est presque intégralement fermée et est bordée par des chaînes montagneuses plus ou moins élevées. Cette configuration autorise des échanges marins uniquement au niveau du détroit de Gibraltar. Cette région est préservée de l’empreinte de l’océan Atlantique, mais aussi des climats subtropicaux et des plus hautes latitudes. Ses caractéristiques lui donnent un climat contrasté avec des étés secs et des automnes et/ou hivers doux et humides. Les pluies y sont peu fréquentes mais importantes. La région méditerranéenne est le théâtre de nombreux événements météorologiques extrêmes : vents forts, sécheresses, pluies intenses. Ces phénomènes sont parfois responsables de lourds dégâts matériels mais aussi de pertes humaines.

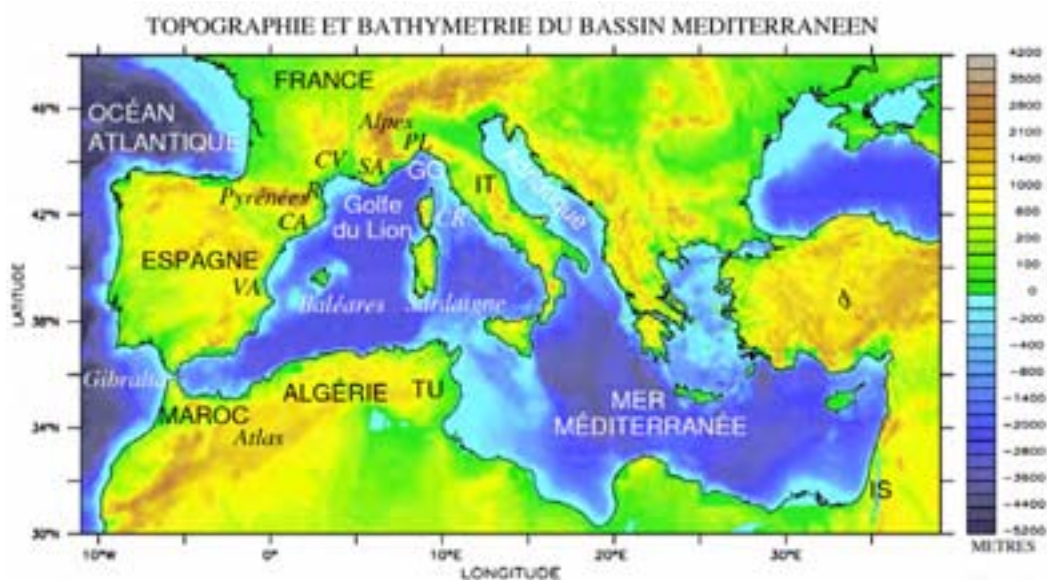


FIG. 1: Topographie et bathymétrie du bassin méditerranéen. Abréviations utilisées sur la carte : CA pour Catalogne, CR pour Corse, CV pour Cévennes-Vivarais, GG pour Golfe de Gênes, IS pour Israël, IT pour Italie, PL pour Piémont et Ligurie, R pour Languedoc-Roussillon, SA pour Alpes du Sud, TU pour Tunisie, VA pour la région de Valence (Espagne).

Région (Pays)	Date	Cumul de précipitations
Gandia (Espagne)	3 novembre 1987	817 mm en 24 heures
Vaison-la-Romaine (France)	22 septembre 1992	300 mm en 24 heures
Piémont italien (Espagne)	4-5 novembre 1994	300 mm en 36 heures
Aude (France)	12-13 novembre 1999	630 mm en moins de 48 heures
Alger (Algérie)	10 novembre 2001	> 260 mm en moins de 24 heures
Gard (France)	8-9 septembre 2002	690 mm en 24 heures

TAB. 1: Événements de pluies remarquables sur la mer Méditerranée occidentale. D'après Nuissier *et al.* (2008).



FIG. 2: Localisation des événements de pluies remarquables présentés dans le Tableau 1. D'après Nuissier *et al.* (2008).

Le bassin méditerranéen nord-occidental est régulièrement affecté par des pluies intenses, principalement durant l'automne. Ces événements produisent typiquement des forts cumuls de pluie (supérieurs à 150 mm) durant une courte période (de l'ordre de 24 heures). De tels événements sont recensés sur tout le pourtour occidental (Tableau 1, Figure 2) : sur l'est de l'Espagne (Ramis *et al.*, 1994; Buzzi *et al.*, 1998; Massacand *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 2000; Jansà *et al.*, 2001; Homar *et al.*, 2002), sur le nord-ouest de l'Italie (Buzzi *et al.*, 1998; Georgis *et al.*, 2003; Rudari *et al.*, 2004), sur la Corse (Giorgetti *et al.*, 1994), sur le sud-est de la France (Delrieu *et al.*, 2005; Ducrocq *et al.*, 2002, 2008; Nuissier *et al.*, 2008; Ricard *et al.*, 2011) ou encore sur le nord de l'Algérie (Hamadache *et al.*, 2002). Certains de ces événements produisent des cumuls très intenses, pouvant dépasser 500 mm en 24 heures.

Le pourtour méditerranéen est majoritairement constitué de bassins versants de petite ou moyenne taille (typiquement inférieur à 1000 km²). En raison de la topographie de cette région, les bassins versants sont souvent localisés dans des vallées encaissées avec de fortes pentes et des sols peu profonds qui sont vite saturés. Aussi en réponse à un événement de pluie intense localisé sur ces bassins, des petits cours d'eau de débits habituellement faibles peuvent grossir très rapidement (temps de montée de la crue de l'ordre de quelques heures). Ce phénomène est appelé « crue-éclair ». Avec des petits bassins aussi réactifs, les conséquences peuvent être catastrophiques en cas de mauvaise

prévision. Il est non seulement important de prévoir avec précision l'intensité du cumul de précipitation mais aussi quels seront les bassins ou partie de bassins versants (haut ou bas de bassin) affectés par les cumuls les plus forts. Ceci est particulièrement difficile compte-tenu de la faible taille des bassins versants en Méditerranée et de la nature des précipitations (forte variabilité spatiale des précipitations convectives). Mieux connaître les facteurs qui influencent la localisation et l'intensité des épisodes de pluie intense est par conséquent indispensable pour faire progresser la qualité des prévisions de précipitations et de crues rapides.

Distribution spatio-temporelle des précipitations intenses

D'après les nombreuses études de cas ou climatologiques sur les épisodes de pluie intense du pourtour nord-occidental de la mer Méditerranée, le principal ingrédient favorable à ces événements est l'advection par un flux de basses couches d'une masse d'air humide et la plupart du temps conditionnellement instable depuis la mer vers les côtes (Nuissier *et al.*, 2008; Ricard *et al.*, 2011 entre-autres). Ce flux permet d'apporter la vapeur d'eau nécessaire au renouvellement des précipitations, après soulèvement de la masse d'air. Les caractéristiques propices en humidité et instabilité de la masse d'air sont plus fréquemment observées durant l'automne, rendant cette période plus favorable au développement de ces épisodes (Figure 3).

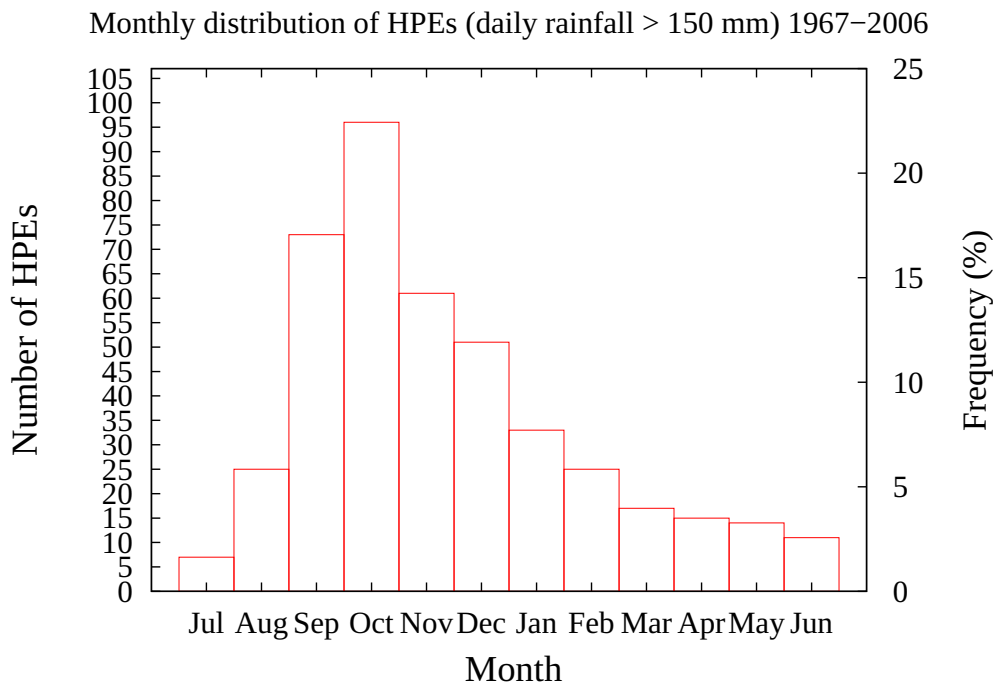


FIG. 3: Distribution mensuelle des épisodes de pluie intense (cumul > 150 mm en 24 heures) sur le sud-est de la France, entre 1967 et 2006. D'après Ricard *et al.* (2011).

Sur le pourtour nord-occidental de la mer Méditerranée, les épisodes de pluie les plus fréquents se produisent préférentiellement sur les contreforts des reliefs exposés au flux

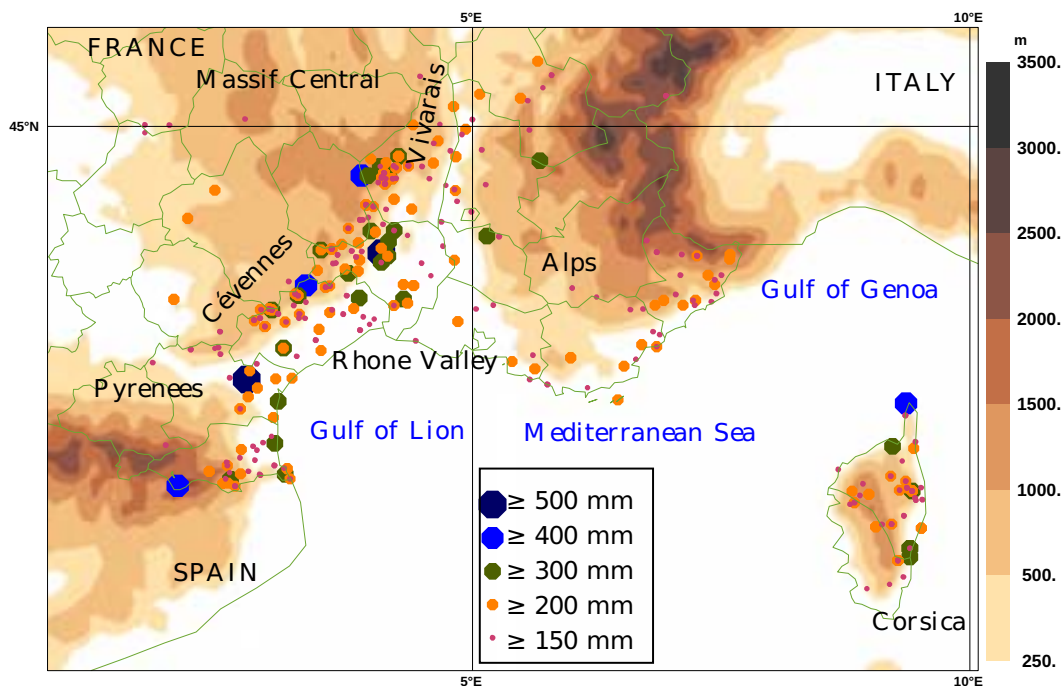


FIG. 4: Localisation des maxima de pluies quotidiennes pour les événements de pluie intense aux cumuls quotidiens supérieurs à 150 mm sur le sud-est de la France sur la période 1967-2006. D'après Ricard *et al.* (2011).

marin humide et conditionnellement instable, comme on peut le constater avec la climatologie réalisée sur 40 ans sur la France (Figure 4). Les versants sud-est du Massif Central (Cévennes-Vivarais), est des Pyrénées et ouest de la Corse sont les plus souvent concernés, et dans une moindre mesure, les versants sud des Alpes. De nombreuses études ont souligné le rôle des reliefs dans le déclenchement et le maintien de la convection par forçage orographique direct (Lin *et al.*, 2001; Rotunno et Ferretti, 2001; Ducrocq *et al.*, 2008; Davolio *et al.*, 2009). Ainsi, lorsqu'une masse d'air instable vient buter contre un relief, elle va être soulevée localement et l'air humide va se condenser. Le relief constituant un forçage stationnaire, les précipitations perdurent alors sur un même endroit tant que le flux humide vient buter contre le relief, accentuant ainsi les cumuls de pluie.

Les fortes pluies peuvent néanmoins avoir lieu en amont des reliefs : sur les plaines ou sur la mer. D'autres mécanismes, en plus du forçage orographique, opèrent pour soulever la masse d'air humide. Ainsi dans le cas des 8-9 septembre 2002 pour lequel les cumuls exceptionnels ont touché les plaines du Gard en amont du Massif Central, Ducrocq *et al.* (2008) ont mis en lumière la présence d'un refroidissement sous orage (ou plage froide pour « cold pool »), créé par l'évaporation des précipitations. Les auteurs ont montré à l'aide de simulations numériques que lorsque la masse d'air humide et conditionnellement instable aborde ce dôme d'air froid, elle est soulevée sur le bord d'attaque de celui-ci. Les cellules convectives sont ainsi continuellement formées sur le bord d'attaque, ce qui fournit des pluies à évaporer et par conséquent maintient la plage froide. On a alors un système convectif de méso-échelle quasi-stationnaire auto-entretenu tant que les conditions environnementales ne sont pas modifiées. D'autres études de cas de sys-

tèmes précipitants localisés en amont du relief des Cévennes ont aussi mis en évidence la présence d'une plage froide (Besson *et al.*, 2011), confirmant un rôle dans la production, ou tout au moins une caractéristique, des épisodes de fortes pluies en amont des reliefs. De par leur localisation inhabituelle et de la nature du forçage, ces épisodes ont souvent une plus faible prévisibilité que ceux localisés sur les pentes des reliefs. Il existe aussi des cas où le soulèvement de la masse d'air humide conditionnellement instable est produit par la convergence du flux de basses couches associée à des systèmes dépressionnaires en Méditerranée ou encore induite par canalisation de la circulation par les reliefs de la région.

La simulation numérique de cas d'étude a souvent été par le passé un moyen de progresser dans la compréhension de ces événements et dans l'identification des mécanismes de soulèvement mentionnés ci-dessus, en particulier sur des cas exceptionnels comme celui du Gard des 8-9 septembre 2002 (Delrieu *et al.*, 2005) ou de l'Aude des 12-13 novembre 1999 (Ducrocq *et al.*, 2003). Ces études se sont focalisées en France sur les cas affectant les Cévennes-Vivarais et le Languedoc-Roussillon, *i.e.* les régions les plus fréquemment touchées. Le 15 juin 2010, des cumuls de pluie exceptionnels (400 mm en 24 heures) se sont abattus sur une région moins fréquemment affectée, *i.e.* la région de Draguignan dans le Var (sud des Alpes), et aussi à une époque assez inhabituelle pour ce type d'événements. Les inondations dans la région de Draguignan ont fait 25 morts et des dégâts estimés à plus de 600 millions d'euros. Les différentes prévisions réalisées à l'époque de l'événement ciblaient l'ouest du Var et avec des pluies modérées. Le retour d'expérience sur ce cas conduit par les services opérationnels de Météo-France a exprimé le besoin de mieux comprendre les éléments qui ont conduit à un ancrage des précipitations sur le Var, et en particulier, si les mécanismes de soulèvement et facteurs de stationnarité mis en évidence pour d'autres localisations géographiques (Cévennes, Languedoc-Roussillon) se retrouvaient.

Objectif de la thèse et organisation du mémoire

L'objectif de la thèse est d'explorer plus systématiquement les relations entre les caractéristiques de l'environnement à méso-échelle et la localisation et l'intensité des systèmes convectifs quasi-stationnaires et d'identifier les mécanismes dominants de soulèvement et d'entretien de la convection selon les caractéristiques de l'environnement. Le travail de thèse comprend deux parties :

- Dans un premier temps, les relations entre l'environnement à méso-échelle et la localisation et l'intensité du système précipitant sont étudiées au moyen de simulations idéalisées de systèmes convectifs quasi-stationnaires dans la région Cévenole. Ce cadre idéalisé permet de faire varier de manière contrôlée les caractéristiques du flux en amont des Cévennes tout en gardant les principales particularités de la région et de l'environnement météorologique rencontré lors d'événements de pluie intense cévenole.
- Dans un second temps, nous avons voulu confronter les résultats de notre étude idéalisée au cas très exceptionnel du 15 juin 2010 sur le Var. A savoir, est-ce que les mécanismes de déclenchement et d'entretien de la convection mis en évidence dans la région de Draguignan étaient similaires à ceux identifiés dans l'étude idéalisée.

Un préalable à cette étude était d'obtenir la simulation la plus proche possible du système précipitant observé le 15 juin 2010, sachant que les prévisions des modèles opérationnels indiquaient une faible prévisibilité de l'événement.

Le mémoire de thèse est organisé en trois parties. Une première partie présente l'état de l'art sur les connaissances sur les systèmes convectifs (chapitre 1) et sur les événements de pluie intense du pourtour nord-occidental de la mer Méditerranée (chapitre 2). La partie II est consacrée à l'étude des mécanismes de soulèvement à partir de simulations idéalisées. Le chapitre 3 expose les motivations et la méthodologie de l'étude, puis le chapitre 4 présente les résultats sous forme d'un article soumis dans une revue scientifique internationale. Le chapitre 5 conclut cette partie. Dans la partie III, la situation météorologique associée au cas du Var est décrite, ainsi les prévisions réalisées lors de l'événement dans le chapitre 6. Dans le chapitre 7, nous présentons les résultats de nos simulations visant à reproduire au mieux le cas. Les mécanismes sont étudiés au chapitre 8. La conclusion générale et les perspectives à ce travail de thèse font l'objet de la dernière partie de la thèse.

Première partie

Les événements fortement précipitants sur le pourtour méditerranéen nord-occidental

Chapitre 1

Les phénomènes convectifs

Sommaire

1.1	Notions de base sur la convection	10
1.1.1	La flottabilité	10
1.1.2	La méthode de la particule et l'instabilité convective conditionnelle	11
1.1.3	Courants subsidents	12
1.2	Les différents types de systèmes convectifs	13
1.2.1	La cellule convective ordinaire ou isolée	14
1.2.2	L'orage multicellulaire	14
1.2.3	Le système convectif de méso-échelle	16

Les épisodes de pluie intense (HPEs, pour Heavy Precipitating Events en anglais) dans notre région d'intérêt sont le produit soit d'un système perturbé persistant de grande échelle, associé à un front froid bloqué pendant plusieurs jours, soit d'un système convectif de méso-échelle (MCS, pour Meso-scale Convective System, en anglais) quasi-stationnaire. Les premiers produisent des pluies modérées sur une longue durée, les seconds génèrent de fortes pluies sur quelques heures à une journée. Les deux types de systèmes peuvent contribuer aux forts cumuls lorsque par exemple le MCS se développe à l'avant d'une perturbation frontale qui progresse lentement. Dans notre étude, nous nous intéressons aux MCSs, qui sont souvent impliqués dans les cas de HPEs sur le bassin nord-occidental de la mer Méditerranée.

Dans ce chapitre, nous introduisons d'abord des notions de base sur la convection profonde, avant de décrire les différents types de systèmes convectifs pouvant se développer en Méditerranée depuis la forme la plus simple jusqu'au MCS.

1.1 Notions de base sur la convection

1.1.1 La flottabilité

La convection est associée à des mouvements verticaux qui se mettent en place en réponse à un déséquilibre énergétique vertical. Lorsque les mouvements verticaux affectent toute la hauteur de la troposphère, la convection est qualifiée de « profonde ».

À partir de l'équation du mouvement vertical :

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (1.1)$$

(avec : w la vitesse verticale en $m.s^{-1}$, ρ la masse volumique de l'air en $kg.m^{-3}$, p la pression en hPa et g la constante de gravitation en $m.s^{-2}$), que nous pouvons réécrire en linéarisant cette équation autour d'un état d'équilibre hydrostatique¹ selon l'approximation Boussinesq ($\rho = \rho_0 + \tilde{\rho}$ et $p = p_{ref}(z) + \tilde{p}$) :

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tilde{p}}{\partial z} - g \frac{\tilde{\rho}}{\rho_0} \quad (1.2)$$

nous constatons qu'une particule d'air dans un environnement sec en équilibre hydrostatique va être soumise à deux forces :

- la flottabilité $\beta = -g \frac{\tilde{\rho}}{\rho_0}$
- la variation verticale de la perturbation de pression

À partir de l'équation des gaz parfaits et en posant deux approximations (perturbations de pression \tilde{p} , de densité $\tilde{\rho}$ et de température potentielle $\tilde{\theta}$ petites par rapport à l'état de référence et $\tilde{p} < \tilde{\theta}$), la force de flottabilité peut aussi s'exprimer ainsi : $\beta = g \frac{\tilde{\theta}}{\theta_0}$.

Si on considère l'air humide et non saturé, il convient d'exprimer la flottabilité à partir de la température potentielle virtuelle θ_v :

$$\beta = g \left(\frac{\tilde{\theta}_v}{\theta_{v0}} \right) \quad (1.3)$$

D'après l'équation 1.2, une particule d'air subira une accélération vers le haut si $\beta > 0$ si la particule d'air est moins dense que son environnement, *i.e.* $\tilde{\rho} < 0$ ou $\tilde{\theta}_v > 0$.

Lorsque l'air est saturé, des hydrométéores sont présents et influencent la flottabilité, qui s'exprime alors sous la forme :

$$\beta = g \left(\frac{\tilde{\theta}_v}{\theta_{v0}} - q_l - q_s \right) \quad (1.4)$$

avec :

- q_l : contenu en eau liquide
- q_s : contenu en eau solide.

Le poids des précipitations induit donc toujours une accélération vers le bas.

¹On appelle équilibre hydrostatique l'équilibre entre la force de gravité et la composante verticale de la force de pression (ou force d'Archimède).

1.1.2 La méthode de la particule et l'instabilité convective conditionnelle

La méthode de la particule consiste à considérer le déplacement d'une particule selon un processus réversible ou pseudo-adiabatique et à évaluer la force de flottabilité pour ce déplacement. On considère que la particule étudiée n'influence pas son environnement lors de ses déplacements, c'est-à-dire qu'à tout moment sa pression s'équilibre avec celle de l'environnement et qu'elle évolue de manière adiabatique ou pseudo-adiabatique (i.e. sans échange de chaleur). Cette méthode a l'avantage de pouvoir considérer une particule saturée dans une masse d'air non-saturée et d'introduire ainsi la notion d'instabilité conditionnelle. Elle permet aussi de déterminer le réservoir d'énergie potentielle disponible pour la convection. Par contre, elle ne prend pas en compte l'effet de l'environnement sur la particule (terme de pression de l'équation 1.2).

Nous illustrons la méthode de la particule à partir de l'émagramme de la Figure 1.1. Si on applique un déplacement vers le haut à une particule initialement au sol (z_0), lors de son ascension la particule conserve sa température potentielle virtuelle jusqu'à son point de condensation (C). Au cours de ce déplacement, la particule ayant une température potentielle virtuelle plus faible que celle de l'environnement, la flottabilité est une force de rappel vers sa position initiale ($\beta < 0$). On est alors en condition stable pour la flottabilité. Au dessus du point de condensation, la température de la particule suit alors une pseudo-adiabatique. La force de flottabilité est toujours négative jusqu'à ce que la température virtuelle de l'environnement rencontré au cours du déplacement devient plus froide que la température virtuelle de la particule. Le niveau correspondant se nomme le niveau de convection libre, ou LFC (pour Level of Free Convection en anglais). À partir du LFC, la force de flottabilité tend à éloigner la particule de sa position initiale, on est en condition d'instabilité convective. Le déclenchement de la convection a lieu lorsqu'une particule devient instable du point de vue de sa flottabilité, c'est-à-dire quand $\beta > 0$. La particule est alors soumise à la force de la flottabilité qui la soulève jusqu'au niveau de flottabilité neutre ou LNB (pour Level of Neutral Buoyancy en anglais) à partir duquel elle redevient stable du point de vue de la flottabilité. Comme nous venons de le voir, l'environnement peut être à la fois instable du point de vue de la flottabilité pour les particules saturées et stable pour les particules non-saturées. Dans ce cas-là, on parle d'« instabilité convective conditionnelle ». L'instabilité de flottabilité ne peut pas se déclencher seule dans une telle atmosphère. Un forçage extérieur (relief, brise, convergence locale ...) devient alors nécessaire pour soulever la particule jusqu'à son point de condensation (C), puis jusqu'à son niveau de convection libre (LFC).

Pour que la particule puisse atteindre son LFC, le soulèvement nécessaire doit vaincre la force de rappel de flottabilité vers le sol agissant dans toute la couche sous le niveau de convection libre. L'énergie nécessaire, nommée CIN, pour Convective INhibition (ou inhibition convective, $J.kg^{-1}$), est égale au travail de la force de flottabilité au cours du déplacement de la particule dans cette couche :

$$CIN = - \int_{z_0}^{LFC} \beta dz \quad (1.5)$$

La CIN est proportionnelle à la surface jaune sur la Figure 1.1.

De même, on définit l'énergie potentielle convective disponible ou CAPE (Convective Available Potential Energy, $J.kg^{-1}$) comme étant le travail des forces de flottabilité entre le niveau de convection libre et le niveau de flottabilité neutre :

$$CAPE = \int_{LFC}^{LNB} \beta dz \quad (1.6)$$

La CAPE est proportionnelle à la surface rouge sur la Figure 1.1. Elle représente l'énergie potentielle convective susceptible d'être transformée en énergie cinétique verticale durant une ascendance convective depuis le LFC jusqu'au LNB.

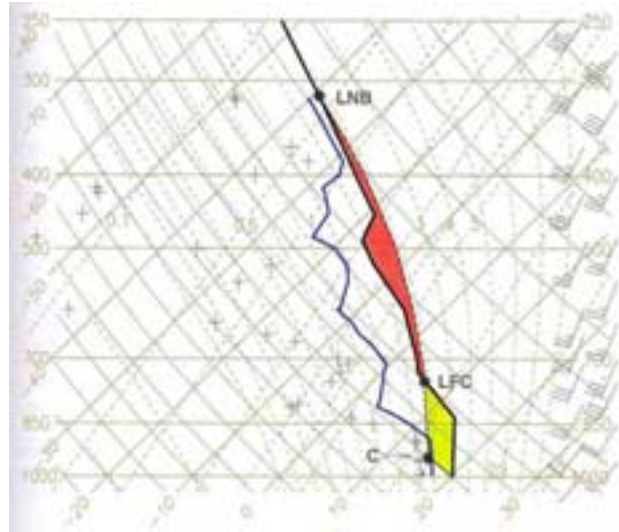


FIG. 1.1: Émagramme d'un radiosondage. Le point C correspond au point de condensation, LFC au niveau de convection libre, LNB au niveau de flottabilité neutre. Source : Malardel (2005) d'après COMET (1996).

1.1.3 Courants subsidents

Par conservation de la masse, les ascendances convectives sont compensées par des subsidences (terme de pression de l'équation 1.2), moins rapides (de l'ordre du $cm.s^{-1}$, contre $10 m.s^{-1}$ pour les ascendances).

Il existe aussi d'autres subsidences pratiquement du même ordre de grandeur que les ascendances (de l'ordre du $m.s^{-1}$). Ces courants subsidents se mettent en place lorsque les particules deviennent plus denses que l'environnement. Nous avons vu ci-dessus que le poids des précipitations induit une flottabilité négative. De même l'évaporation des précipitations liquides dans les couches sous-saturées sous le nuage, la sublimation des hydrométéores glacés ou leur fusion induisent un refroidissement et donc une flottabilité négative. En arrivant au niveau du sol, les subsidences s'étalent et forment un courant de densité, plus froid et plus dense que son environnement, sous les précipitations et pouvant être associé à des fronts de rafale.

La vitesse de déplacement du courant de densité est pilotée par la force de pression horizontale entre le courant de densité et l'environnement. Dans un environnement au

repos, cette vitesse de déplacement est donnée par :

$$u_c = 2\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_0}gh_c} \quad (1.7)$$

avec $\Delta\rho$ la différence de densité entre le courant de densité et l'environnement de densité ρ_0 , h_c l'épaisseur du courant de densité.

Le potentiel de l'atmosphère à produire des mouvements subsidents par flottabilité négative peut être estimé grâce à un paramètre analogue à la CAPE : la DCAPE, pour Down-draft Convective Available Potential Energy (ou énergie potentielle convective disponible pour les subsidences). Elle correspond à l'énergie maximale qui peut être convertie en énergie cinétique verticale d'un mouvement subsident selon une pseudo-adiabatique humide jusqu'au sol. Son calcul nécessite de déterminer le niveau d'origine des subsidences. Si cette origine est prise au sommet du courant de densité, alors DCAPE fournit une estimation de la vitesse de déplacement du courant de densité : $u_c \sim \sqrt{DCAPE}$.

Ces courants de densité sont sources de soulèvement sur leur bord d'attaque de l'air environnemental conditionnellement instable. En effet, la flottabilité étant négative à l'intérieur du courant de densité et positive dans l'environnement, il existe un gradient de flottabilité sur les bords d'attaque du courant de densité (Figure 1.2). Le gradient de flottabilité, selon l'équation du tourbillon, y est favorable à la production de tourbillon horizontal selon l'axe y, négatif à droite de la Figure 1.2 et positif à gauche et donc de l'ascendance au niveau du bord d'attaque du courant de densité.

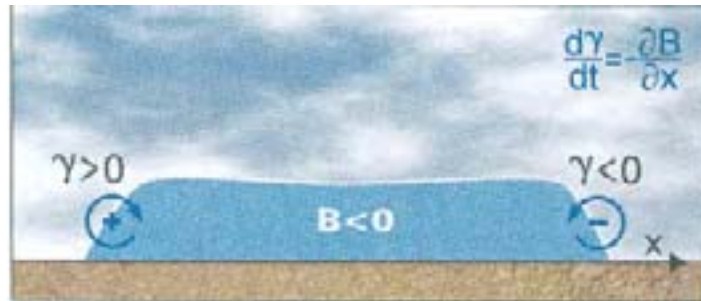


FIG. 1.2: Courants subsidents et tourbillon horizontal. Source : Malardel (2005) d'après COMET (1996).

1.2 Les différents types de systèmes convectifs

De nombreux systèmes convectifs co-existent dans l'atmosphère, leurs durées de vie ainsi que les dégâts dont ils sont à l'origine diffèrent. Nous nous focalisons ici sur ceux impliqués dans les événements de pluie intense méditerranéens. Cette description des nuages convectifs part de la forme la plus simple : la cellule convective ordinaire ou isolée, qui est la brique de tout système convectif complexe, tels que l'orage multicellulaire ou le MCS, décrits par la suite.

1.2.1 La cellule convective ordinaire ou isolée

Dans des conditions d'instabilité convective conditionnelle, une ascendance peut se créer par soulèvement d'une masse d'air instable. Au cours de l'élévation, la vapeur d'eau se transforme en partie pour devenir de l'eau nuageuse liquide et/ou des cristaux de glace, formant un cumulus. Si l'alimentation se maintient et si les ascendances restent suffisamment fortes, le cumulus peut se développer pour former un cumulonimbus, avec une enclume composée de cristaux de glace. D'autres processus microphysiques se mettent en place au cours de cette ascension, permettant aux différentes particules d'interagir entre elles. Ainsi, les particules en suspension s'alourdissent et grossissent, par aggrégation par exemple. La cellule convective est alors dans sa phase de formation qui dure moins de 20 minutes (Figure 1.3).

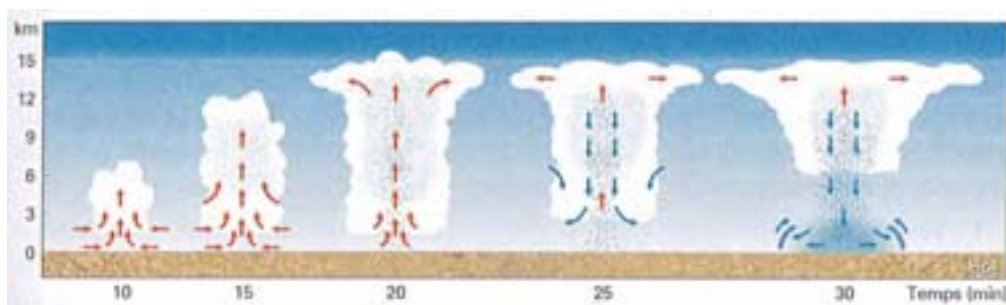


FIG. 1.3: Modèle conceptuel du cycle de vie d'une cellule convective ordinaire. Source : Malardel (2005) d'après COMET (1996).

Une fois plus lourds que leur environnement, les hydrométéores deviennent précipitants, créant ainsi des subsidences par flottabilité négative. L'association de ces courants ascendants, qui alimentent la cellule, et subsidents, qui font chuter les hydrométéores, forment alors la phase mature de la cellule convective isolée. Si les basses couches ne sont pas saturées, les précipitations peuvent s'évaporer, ce qui aura pour effet d'intensifier les subsidences. Ces subsidences en s'étalant au sol créent un courant de densité. Il arrive par ailleurs que le bord d'attaque de tels courants de densité connaissent des fronts de rafales. Cette phase dite « mature » dure une vingtaine de minutes.

Si aucun cisaillement vertical du vent horizontal n'influence l'environnement de la cellule, les subsidences et le courant de densité finissent par couper l'alimentation de la cellule en air instable. Dans un tel cas, la cellule se désagrège et seules quelques faibles précipitations stratiformes perdurent. La cellule entre dans sa phase de dissipation. En tout, la durée d'un cycle de vie d'une cellule isolée est de l'ordre de l'heure.

1.2.2 L'orage multicellulaire

Plusieurs cellules ordinaires à divers stades de maturité peuvent coexister et constituer ainsi un système convectif multicellulaire (Browning et Ludlam, 1960; Chappell, 1986). Régulièrement, de nouvelles cellules se développent, pour être ensuite advectées par le flux environnant en moyenne et haute troposphère (de la droite vers la gauche sur la Figure 1.4). Les subsidences issues de ces cellules convectives se regroupent en un courant de densité. Si un cisaillement de basses couches important est présent (\vec{S} sur la Figure 1.4),

de nouvelles cellules peuvent être soulevées en amont du système, alors que les cellules formées sont advectées vers l'arrière du système. La zone de précipitations et de subsidences est ainsi « découplée » de la zone d'ascendances convectives.

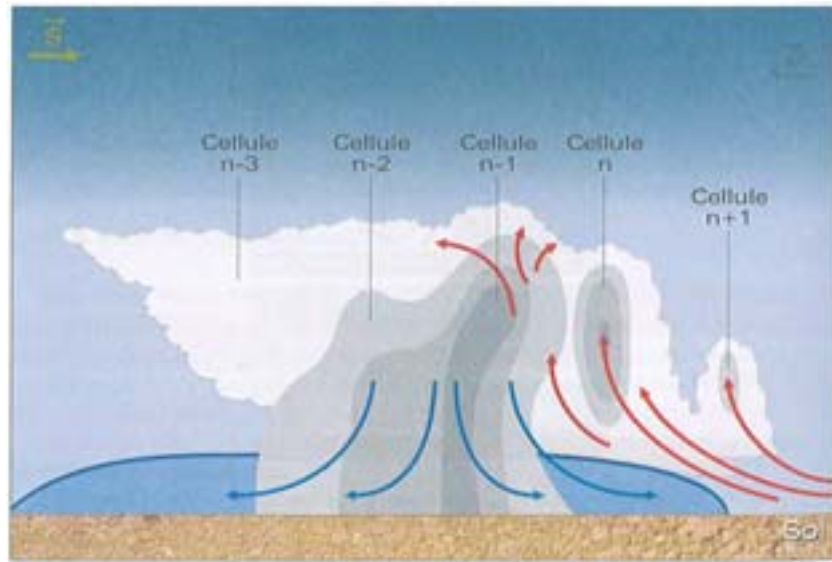


FIG. 1.4: Schéma conceptuel d'un orage multicellulaire « en ligne ». Le vecteur \vec{S} correspond au vecteur du cisaillement vertical du vent environnemental. Il existe aussi des orages multicellulaires en amas, avec une création de nouvelles cellules convectives non organisées en ligne. Source : Malardel (2005) d'après COMET (1996).

Le déplacement du système multicellulaire résulte à la fois de l'advection des cellules au cours de leur cycle de vie et de la propagation discrète liée au développement de nouvelles cellules (Figure 1.5a). Lorsque ces deux mouvements se compensent (*i.e.* lorsque les cellules se forment toujours au même endroit), le système devient quasi-stationnaire (Figure 1.5b).

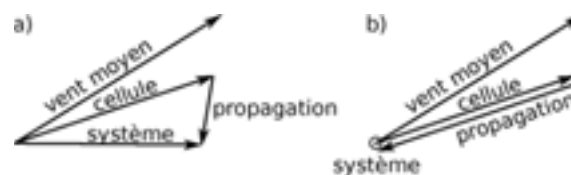


FIG. 1.5: Déplacement d'un orage multicellulaire (noté « système »). Ce déplacement correspond à la somme de deux vecteurs : celui du mouvement des cellules (noté « cellule ») qui composent le système et celui de la propagation liée à l'initialisation de nouvelles cellules convectives (noté « propagation »). La Figure b) présente un cas de système quasi-stationnaire avec un équilibre entre les deux vecteurs. D'après Chappell (1986).

Les précipitations produites par ce type de système peuvent alors atteindre de très forts cumuls.

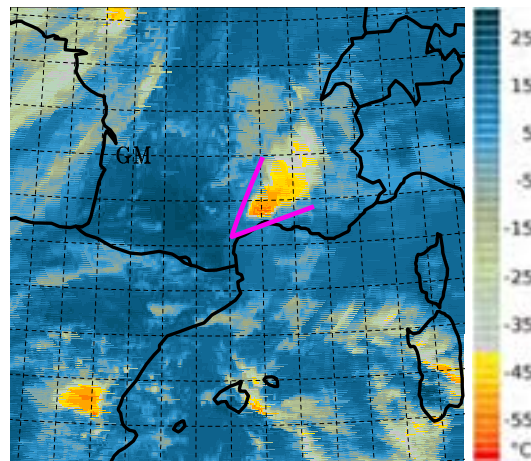


FIG. 1.6: Températures de brillance dans l'infrarouge (MSG/canal $10.8 \mu\text{m}$) le 20/10/2008 à 13 UTC.

1.2.3 Le système convectif de méso-échelle

Un système convectif de méso-échelle, ou MCS, est un système multicellulaire de grande taille. Le MCS s'étend sur des centaines de kilomètres. Houze (1993) propose la définition suivante d'un MCS : *“Un MCS est un système nuageux constitué d'un ensemble de cellules convectives dont la zone continue de précipitations atteint au moins 100 km dans une direction”*. Les précipitations produites par les MCSs sont à la fois convectives (fortes mais peu étendues) et stratiformes (faibles mais affectant de grandes surfaces). Ils sont présents à différentes latitudes et avec des structures différentes, allant de la ligne de grains à l'amas convectif quasi-circulaire.

Les MCSs induisant les pluies intenses en Méditerranée prennent généralement une forme de V dans l'imagerie satellitaire infra-rouge tout en étant quasi-stationnaire (Rivrain, 1997). La Figure 1.6 montre le MCS quasi-stationnaire du 20/08/2010 et sa forme en V. Ces systèmes en V sont des systèmes convectifs de méso-échelle quasi-stationnaires, à régénération rétrograde (Bluestein et Jain, 1985). De nouvelles cellules convectives se forment continuellement au niveau de la pointe du V ou sur l'extrémité d'une branche (système asymétrique) selon la direction du flux de basses couches. Ces cellules sont advectées par le flux en moyenne et haute troposphère pour constituer l'enclume à l'arrière du V. Le V pointe vers l'amont du flux. Il résulte de l'interaction du flux d'altitude, souvent diffluent, et de la divergence au sommet des ascendances convectives.

Chapitre 2

Ingrédients météorologiques impliqués dans les événements fortement précipitants en Méditerranée nord-occidentale

Sommaire

2.1	Environnement météorologique favorable	17
2.1.1	Environnement météorologique synoptique	18
2.1.2	Ingrédients de méso-échelle	19
2.2	Mécanismes de soulèvement	22
2.3	Conclusions	23

Dans ce chapitre, nous détaillons les caractéristiques de l'environnement météorologique propice aux MCSs quasi-stationnaires à régénération rétrograde décrites dans le chapitre 1, puis nous présentons les différents mécanismes de déclenchement et de maintien de la convection profonde pouvant jouer un rôle dans ces événements.

2.1 Environnement météorologique favorable

De nombreux travaux ont étudié les conditions propices aux HPEs (Ramis *et al.*, 1994; Konrad II, 1997; Buzzi *et al.*, 1998; Doswell III *et al.*, 1998; Massacand *et al.*, 1998; Jansà *et al.*, 2001; Lin *et al.*, 2001; Homar *et al.*, 2002; Rudari *et al.*, 2004; Ducrocq *et al.*, 2008; Nuissier *et al.*, 2008, 2011; Duffourg et Ducrocq, 2011; Ricard *et al.*, 2011). Lin *et al.* (2001) ont ainsi généralisé l'environnement météorologique favorable aux HPEs (sur le sud-est des États-Unis, l'Asie, Taïwan et les Alpes) comme étant un flux conditionnellement instable, rapide et humide, butant contre un relief, dans un environnement synoptique évoluant très lentement. Chaque région impactée par de tels HPEs possède néanmoins ses propres schémas synoptiques et des caractéristiques typiques du flux venant buter contre le relief.

Dans notre région d'intérêt, le littoral est bordé par trois chaînes montagneuses (les Pyrénées, le Massif Central, les Alpes) et par la Corse à l'orographie élevée.

2.1.1 Environnement météorologique synoptique

Les études de cas sur le pourtour nord-occidental de la mer Méditerranée ont mis en évidence l'évolution très lente de l'environnement synoptique lors de HPEs (Nuissier *et al.*, 2008, entre-autres). Cette caractéristique est indispensable à l'occurrence d'HPEs car elle autorise le maintien pendant suffisamment de temps des conditions favorables à la convection dans les basses couches. De plus ces études ont montré que des schémas synoptiques particuliers à chaque type de HPEs existent.

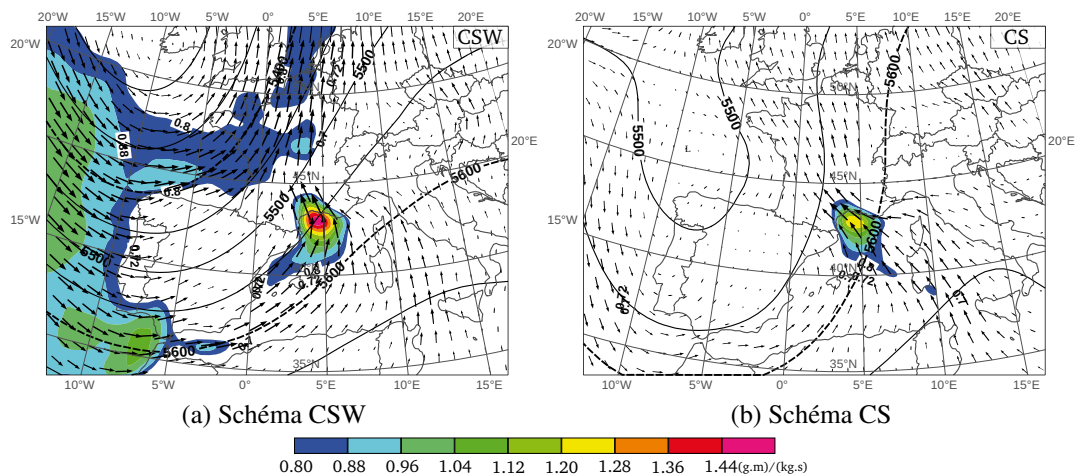


FIG. 2.1: Schémas synoptiques CSW (a) et CS (b). Flux d'humidité à 925 hPa (plages de couleurs, $g.m.kg^{-1}.s^{-1}$), vent à 925 hPa (flèches, $m.s^{-1}$) et géopotential à 500 hPa (isoligne, m). D'après Nuissier *et al.* (2011).

À partir d'une approche de classification automatique en régime de temps, Nuissier *et al.* (2011) ont réalisé une étude climatologique spécifique au sud-est de la France. Les auteurs ont travaillé sur un jeu d'événements de pluie intense sur plus de 40 ans (1960-2001) sur le sud-est de la France (Languedoc-Roussillon, Cévennes-Vivarais, sud des Alpes). Quatre schémas synoptiques ressortent de cette étude, dont deux regroupent à eux seuls plus de 75 % des HPEs sur la période : les configurations synoptiques CSW (Cyclonic SouthWesterly) et CS (Cyclonic Southerly) sont les plus favorables aux pluies intenses. CSW et CS présentent tous les deux en altitude une zone de bas géopotentiels à l'ouest de la France (Figure 2.1). Cette zone, correspondant à un talweg d'altitude, peut s'étendre jusqu'à la péninsule ibérique, avec une orientation sud-sud-est/nord-nord-ouest. Sur l'Europe centrale, une dorsale existe (surtout pour CS), ralentissant ainsi l'évolution du talweg vers l'ouest. Ces conditions en altitude induisent un flux divergent de sud/sud-ouest sur le sud de la France et le Golfe du Lion, dans la moyenne et haute troposphère. Dans les basses couches, pour le schéma CSW, une branche principale advecte de l'air chaud et humide sur le Golfe du Lion depuis Gibraltar et les Baléares (Figure 2.1a). Ce flux de basses couches est aussi présent pour le schéma CS mais avec une intensité moindre (Figure 2.1b). CS est associé à une seconde branche d'humidité provenant des

côtes tunisiennes.

Sur l'est de l'Espagne, les HPEs sont typiquement associés à une goutte froide ou un cut-off au sud-ouest de la péninsule ibérique (Ramis *et al.*, 1994; Massacand *et al.*, 1998; Doswell III *et al.*, 1998; Jansà *et al.*, 2001; Homar *et al.*, 2002). De cet environnement résulte un flux divergent de sud-ouest en moyenne et haute troposphère sur la mer Méditerranée. Par exemple pour le cas du 28/09/1987 en Catalogne, dans les hautes et moyennes altitudes une dépression sur le nord-ouest de l'Espagne et une dorsale sur la mer Méditerranée occidentale sont observées et induisent un flux diffluent sur la mer (Ramis *et al.*, 1994). Sur le nord-ouest de l'Italie, l'étude de Rudari *et al.* (2004) a mis en lumière la présence d'un flux en altitude venant de la mer du Nord et dirigé vers l'Europe de l'Est. Ce flux interagit alors avec les reliefs, induisant une dépression sur le Golfe de Gênes.

Les environnements favorables aux HPEs sur le nord-ouest de la Méditerranée présentent ainsi tous en général une zone de bas géopotentiel à l'ouest de la localisation des précipitations, induisant un flux divergent en moyenne et haute troposphère au-dessus de la mer Méditerranée.

2.1.2 Ingrédients de méso-échelle

En plus de l'environnement synoptique d'altitude décrit précédemment, d'autres ingrédients à méso-échelle et en basses couches sont importants dans le déclenchement d'un épisode de pluie intense.

2.1.2.1 Le flux de basses couches

Dans leurs travaux, Ricard *et al.* (2011) présentent une climatologie sur le sud de la France portant sur 40 HPEs et mettent en lumière des schémas à méso-échelle pour les quatre zones les plus affectées par des pluies intenses dans cette région. Les épisodes sur le Languedoc-Roussillon sont rencontrés avec un flux de basses couches de sud-est associé à une dépression de basses couches à l'est de l'Espagne et des îles des Baléares (Figure 2.2a). Le flux d'humidité présente des valeurs plus importantes sur le Languedoc-Roussillon associées à de fortes quantités d'eau précipitable et des vents forts sur les côtes. La CAPE est plus marquée sur mer, entre la Sardaigne et les îles des Baléares. Lorsque les pluies intenses touchent la région des Cévennes, le flux est de sud, avec une faible composante d'est, due à la déviation du flux par les Alpes (Figure 2.2b). Le flux d'humidité converge sur le piémont du Massif Central, associé à de fortes valeurs de CAPE. Plus à l'est, lorsque les précipitations tombent sur les Alpes du Sud, le flux de basses couches humide est majoritairement de composante sud/sud-est, venant du sud-est de l'Espagne vers le Golfe de Gênes (Figure 2.2c). Un flux de basses couches plus faible de sud, remonte depuis la Tunisie vers le nord de l'Italie. Enfin, les fortes précipitations sur la Corse sont associées à un flux de sud partant de la Tunisie et allant vers le Golfe de Gênes où il prend une composante est dévié par les Alpes et les Apennins (Figure 2.2d). Le flux d'humidité est plus important le long des côtes est de la Corse et de la Sardaigne. On retrouve cette relation aussi pour les régions italiennes et espagnoles impactées par des pluies intenses : les événements sur l'est de l'Espagne présentent un flux d'est, venant de la mer vers les côtes espagnoles, advectant un air chaud et humide, qui alimente la

convection (Ramis *et al.*, 1994; Romero *et al.*, 2000). Pour le nord-ouest de l'Italie, un flux de sud-ouest ou de sud entre dans les terres, provenant d'Algérie ou des Baléares et ayant été dévié par les reliefs (Corse, Sardaigne et sud des Alpes) (Buzzi *et al.*, 1998; Rotunno et Ferretti, 2001).

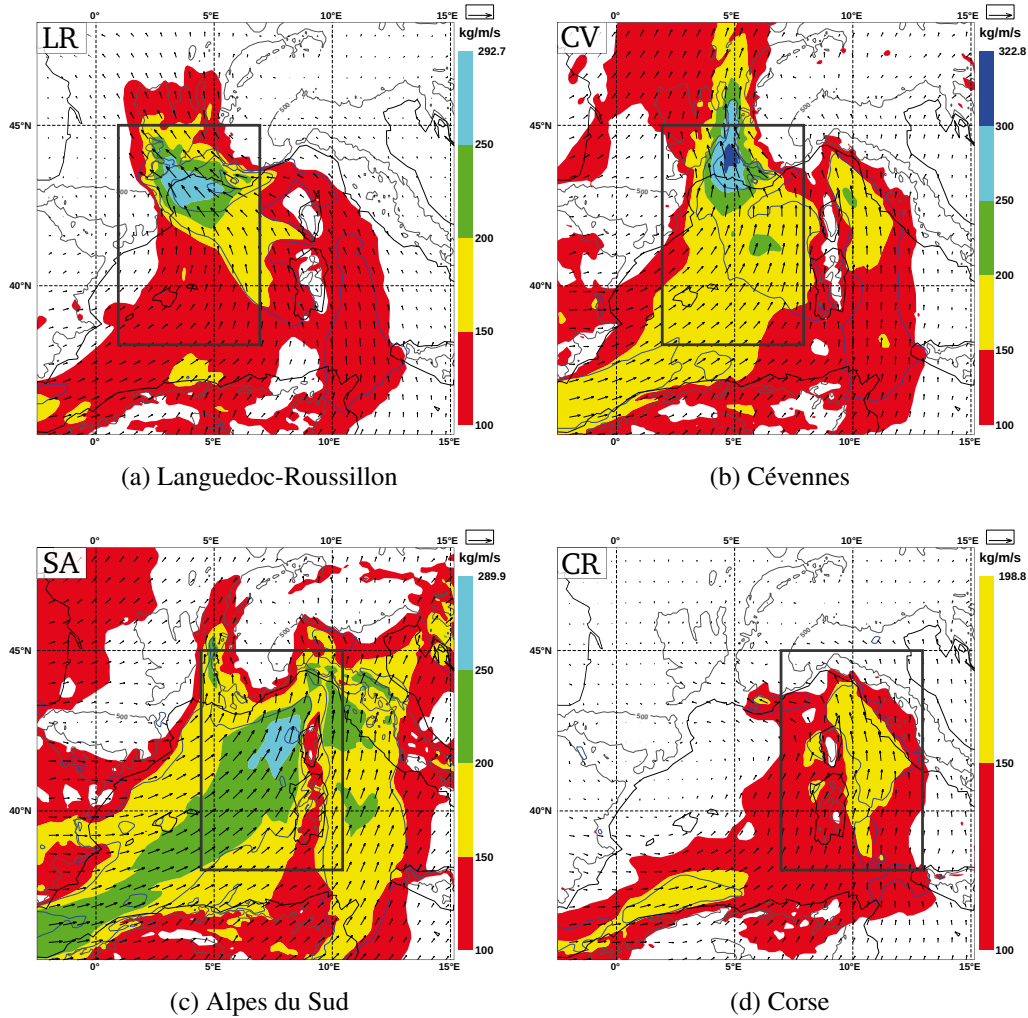


FIG. 2.2: Analyse de composite de 40 HPEs observés entre 2002 et 2006 sur le sud-est de la France. Flux d'humidité intégré entre 700 et 1000 hPa (plage de couleurs et flèches, $kg.m^{-1}.s^{-1}$) et vent à 925 hPa (isolignes bleues, $m.s^{-1}$), pour le Languedoc-Roussillon (a), les Cévennes (b), les Alpes du Sud (c) et la Corse (d). Les zones CV, CR, SA et LR sont indiquées sur la Figure 1. D'après Ricard *et al.* (2011).

2.1.2.2 Air humide et conditionnellement instable

Le flux de basses couches transporte vers les côtes de l'air chaud et humide, initialement en amont sur la mer Méditerranée. La mer Méditerranée constitue une source d'humidité et de chaleur importante pour le flux de basses couches au travers des flux de chaleur latente et sensible à l'interface air-mer. L'évaporation sera d'autant plus importante que le vent de basses couches dans la branche d'alimentation est fort (Lebeaupin

et al., 2008). La combinaison de cet air chaud et humide en basses couches avec l'air froid en altitude associé au talweg conduit à une masse d'air conditionnellement instable. Dans leurs travaux, Duffourg et Ducrocq (2011) ont quantifié la part d'humidité provenant de la mer Méditerranée et celle de sources plus lointaines sur l'Atlantique ou l'Afrique, pour une dizaine de cas d'événements de pluie intense sur le sud de la France (Figure 2.3). Dans des conditions cycloniques, les sources plus lointaines constituent 60 % de l'apport en humidité, dans les basses couches. La branche d'ouest/sud-ouest venant de l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar participe à hauteur de 45 % contre 15 % pour la branche de sud-est qui remonte d'Afrique du Nord. Lorsque le flux passe sur la mer Méditerranée, il se gorge de vapeur d'eau dans les très basses couches (de 0 à 1 voire 1.5 km) et engrange 40 % de l'humidité alimentant le système convectif en une journée. Cette part passe à 60 % lorsque l'on a des conditions anticycloniques les jours précédents l'événement précipitant.

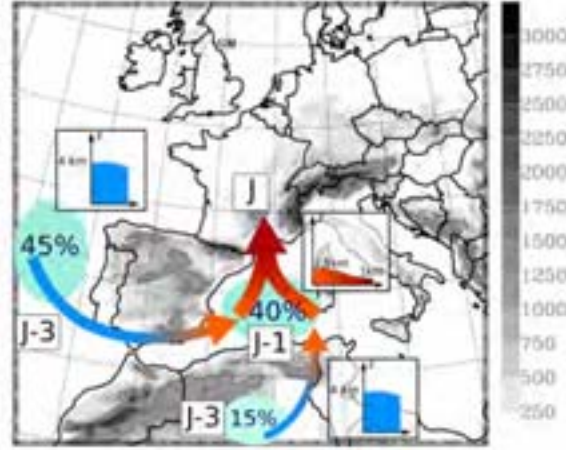


FIG. 2.3: Sources d'humidité pour les masses d'air alimentant les systèmes convectifs précipitants. D'après Duffourg et Ducrocq (2011).

Pour quantifier cette advection en humidité dans les basses couches, Nuissier *et al.* (2008) propose le paramètre \vec{Q}_{3000} qui correspond au flux horizontal d'humidité intégré sur les 3000 premiers mètres de l'atmosphère.

$$\vec{Q}_{3000} = \int_0^{z=3000} \rho_{air} q_v \vec{v}_h dz \quad (2.1)$$

avec ρ_{air} la masse volumique de l'air humide ($kg.m^{-3}$), q_v l'humidité spécifique ($g.kg^{-1}$), \vec{v}_h le vent horizontal ($m.s^{-1}$). \vec{Q}_{3000} est en $kg.m^{-1}.s^{-1}$.

Grâce à lui, les auteurs ont pu mettre en évidence le rôle crucial de l'advection d'humidité dans les événements sur le sud-est de la France. Dans leur étude climatologique, Nuissier *et al.* (2011) montrent aussi que ce paramètre de flux d'humidité a une bonne propriété discriminante vis à vis des événements pluvieux les plus intenses.

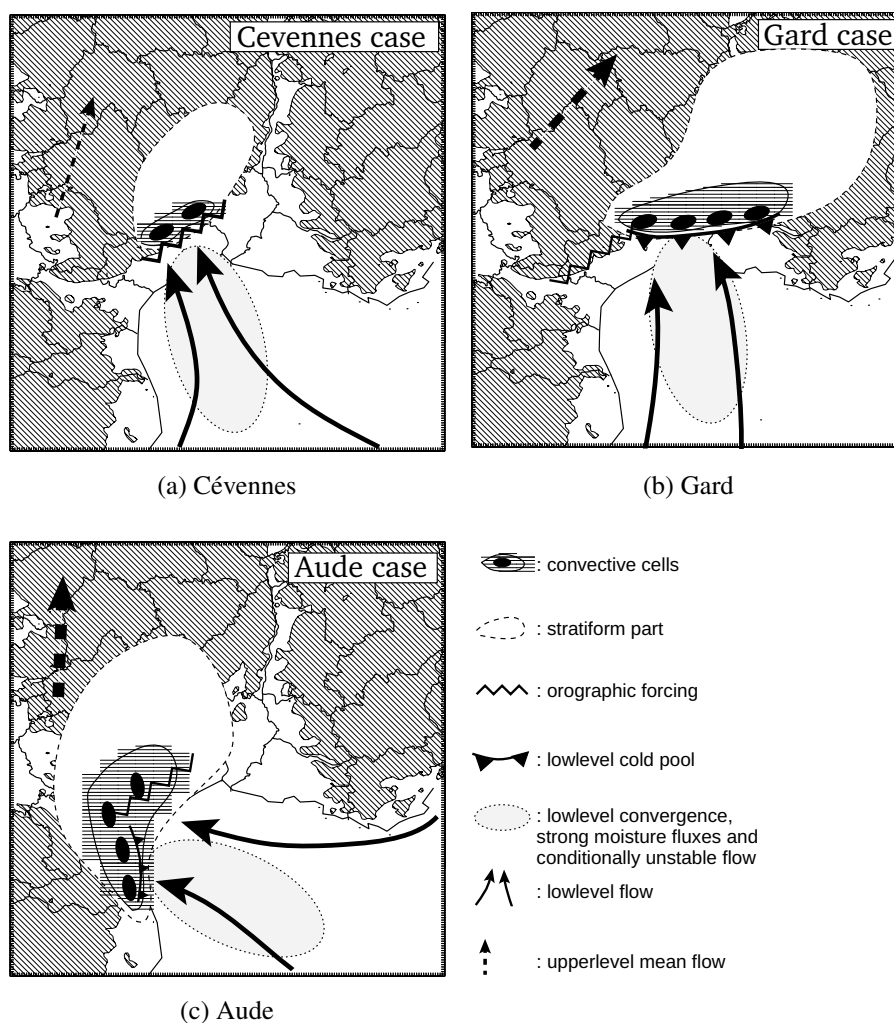


FIG. 2.4: Représentation schématique des structures précipitantes des MCSs et des ingrédients méso-échelle de déclenchement et de maintien de la convection pour l'épisode sur les Cévennes des 13-14 octobre 1995 (a), sur le Gard des 8-9 septembre 2002 (b) et sur l'Aude des 12-13 novembre 1999 (c). D'après Ducrocq *et al.* (2008).

2.2 Mécanismes de soulèvement

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, pour que la convection se déclenche, il faut un soulèvement de la masse d'air conditionnellement instable jusqu'à son niveau de convection libre. Le forçage orographique, la convergence de basses couches ou encore un courant de densité sous orage sont des sources possibles de soulèvement souvent impliquées dans les événements précipitants en Méditerranée. Ducrocq *et al.* (2008) ont mis en évidence ces mécanismes pour trois MCSs quasi-stationnaires sur les régions Cévennes-Vivarais et Languedoc-Roussillon. Le relief est le principal responsable du soulèvement du flux, par forçage orographique, dans le cas où le MCS est localisé sur les pentes des Cévennes (cas du 13-14 octobre 1995, Figure 2.4a). Les reliefs voisins (Alpes, Pyrénées) jouent aussi un rôle en déviant ou canalisant le flux de basses couches et en produisant ainsi en amont du Massif Central de la convergence des vents de basses couches.

Cette convergence de basses couches peut permettre le déclenchement de la convection en amont du relief sur les plaines ou sur mer. Sur le cas des inondations du Gard les 8-9 septembre 2002, exceptionnelles par les quantités de précipitation recueillies (690 mm en 24 heures) et par une localisation relativement inhabituelle sur la plaine du Gard, en amont du relief des Cévennes, Ducrocq *et al.* (2008) ont montré que cette localisation était expliquée par la présence d'un dôme d'air froid (ou courant de densité stationnaire) sous orage lié à l'évaporation des précipitations (Figure 2.4b). Quand le flux de basses couches d'air chaud et instable vient à l'encontre de ce refroidissement, les particules chaudes et instables sont soulevées sur son bord d'attaque. Les cellules convectives sont alors renouvelées à cet endroit et elles génèrent des précipitations, qui en s'évaporant alimentent et renforcent le courant de densité. Ce mécanisme s'auto-alimente tant que les conditions environnementales sont favorables. Les précipitations à l'origine du refroidissement initial peuvent être dues à de la convergence de basses couches qui déclenche de la convection sur les plaines ou sur mer ou à un forçage orographique direct. La présence d'un refroidissement sous-orage semble plus fréquemment observée pour des cas de MCSs quasi-stationnaires sur plaines.

Les cas étudiés par Ducrocq *et al.* (2008) montrent que les événements fortement précipitants ne sont pas dus qu'à un unique mécanisme de soulèvement, plusieurs peuvent interagir ou se combiner. Le mécanisme de convergence dans les basses couches est présent dans les trois cas, avec des intensités plus ou moins fortes et parfois n'affecte qu'un bord du flux d'air chaud et humide. Le cas des Cévennes (13-14 octobre 1995) est assez typique des cas observés sur la région : le flux de basses couches de sud-est converge avant de buter contre le Massif Central et de subir un soulèvement orographique. Il n'y a pas de refroidissement sous-orage pour ce cas. Le cas du Gard (8-9 septembre 2002) est quant à lui principalement associé à un soulèvement de la masse d'air instable par un dôme d'air froid intense ancré sur les plaines, mais il existe aussi un renforcement des précipitations par forçage orographique à son extrémité sud-ouest et de la convergence de basses couches en amont du système. Dans le cas de l'Aude (Figure 2.4c), la convergence des vents en basses couches sur mer domine, mais il existe aussi un renforcement des précipitations par un dôme d'air froid sous orage et du forçage orographique direct sur l'extrémité sud du Massif Central.

2.3 Conclusions

Les forts cumuls de précipitations en Méditerranée nord-occidentale sont le plus souvent attribuables en tout ou partie à un MCS quasi-stationnaire à régénération rétrograde. Ces systèmes peuvent se développer et se maintenir grâce à une situation à l'échelle synoptique évoluant lentement, autorisant ainsi le maintien d'un flux d'air de basses couches conditionnellement instable sur mer et faisant face aux reliefs de l'arc méditerranéen nord-occidental.

Le forçage orographique direct induit par ces reliefs n'est pas le seul mécanisme de soulèvement de l'air de basses couches conditionnellement instable. De la convergence, induite par la canalisation ou la déviation des vents de basses couches par les reliefs avoisinants, ou un courant de densité, produit grâce à l'évaporation des précipitations sous le système, peuvent aussi déclencher de la convection profonde. Ces mécanismes semblent contrôler

la localisation de l’ancrage du système quasi-stationnaire, comme par exemple le courant de densité qui ne semble être présent que pour les cas en amont du relief.

Dans ce travail de thèse, nous souhaitons approfondir et généraliser les résultats des études de cas et climatologiques pour comprendre quels ingrédients de méso-échelle influencent le comportement du MCS quasi-stationnaire sur cette région. Nous souhaitons plus précisément comprendre quelles caractéristiques du flux de basses couches conditionnellement instable contrôlent la localisation et l’intensité du système.

Deuxième partie

Étude numérique idéalisée d'événements sur le sud-est de la France

Chapitre 3

Méthodologie de l'étude numérique idéalisée

Sommaire

3.1 Études numériques idéalisées d'écoulements orographiques conditionnellement instables	28
3.2 Stratégie de notre étude numérique idéalisée	33
3.2.1 Motivation	33
3.2.2 Cadre numérique	33
3.2.3 Le modèle MESO-NH	35

Comme nous l'avons noté précédemment, sur le pourtour nord-occidental de la mer Méditerranée, lorsqu'un écoulement de basses couches conditionnellement instable vient buter sur les contreforts d'un relief, des cellules convectives peuvent se former et se renouveler au même endroit si les conditions de basses couches perdurent. Le mécanisme de génération des précipitations par soulèvement orographique d'un flux conditionnellement instable est cependant plus complexe que celui associé à un écoulement stable et stratifié. Si de nombreuses études sur le second type de flux ont été conduites par le passé à l'aide de simulations idéalisées, peu d'études se sont intéressées à l'interaction d'un flux conditionnellement instable avec une montagne idéalisée. Les travaux numériques idéalisés antérieurs ne considèrent pas non plus l'influence maritime du bassin méditerranéen nord-occidental et son orographie complexe (Alpes, Massif Central et Pyrénées, d'est en ouest).

Nous présentons dans ce chapitre l'état de l'art sur ces études numériques idéalisées d'écoulements orographiques conditionnellement instables qui ont conduit à développer un cadre numérique idéalisé dédié aux écoulements conditionnellement instables en Méditerranée nord-occidentale, présenté à la fin de ce chapitre.

3.1 Études numériques idéalisées d'écoulements orographiques conditionnellement instables

Chu et Lin (2000) ont été parmi les premiers à simuler un flux conditionnellement instable venant buter contre un relief. Leurs expériences réalisées avec un modèle bi-dimensionnel considéraient un écoulement uniforme au dessus d'un relief bi-dimensionnel. Les auteurs mettent en évidence trois régimes de système précipitant. Ces travaux ont ensuite été généralisés par Chen et Lin (2005a) en explorant plus systématiquement l'espace des paramètres gouvernant l'écoulement horizontalement uniforme. Quatre régimes de précipitation sont identifiés (Figure 3.1) :

- Régime I : un système convectif transitoire est produit en début de simulation sur les pentes au vent du relief, puis un système convectif se propageant vers l'amont de l'écoulement, avec une convection initiée par le forçage orographique, puis maintenue par le courant de densité.
- Régime II : un système convectif quasi-stationnaire est produit sur le sommet de la montagne, ou sur la pente du relief, au vent ou sous le vent.
- Régime III : un système convectif est produit et se propage en aval du relief, forcé par la convergence sous le vent du relief ainsi qu'un système précipitant quasi-stationnaire convectif ou mixte sur le sommet du relief.
- Régime IV : un système précipitant stratiforme quasi-stationnaire se forme sur le sommet du relief, et un système nuageux se propageant vers l'aval peut être éventuellement produit.

Il est à noter que l'on ne retrouve pas dans ces régimes, un régime de système convectif quasi-stationnaire en amont du relief, comme on peut parfois l'observer pour les systèmes précipitants méditerranéens.

Le nombre de Froude humide, Fr_w , est proposé par Chu et Lin (2000) comme paramètre de contrôle du régime :

$$Fr_w = \frac{U}{N_v h_m} \quad (3.1)$$

avec U la vitesse du flux incident, h_m la hauteur du relief et N_v la fréquence de Brunt-Väisälä humide :

$$N_v^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \quad (3.2)$$

Le régime I correspond à un nombre de Froude humide, Fr_w , faible, le régime II à un Fr_w modéré et le régime III à un fort Fr_w . Ainsi, plus le nombre de Froude humide sera important et plus le système précipitant généré sera localisé en aval du relief. Chu et Lin (2000) ont constaté cependant que ce paramètre n'est pas suffisant pour déterminer de manière univoque le régime : avec un Fr_w constant, lorsque la CAPE augmente, le régime de flux diminue. Chen et Lin (2005a) confirment ce résultat avec le régime IV, qui existe pour différentes gammes de Fr_w . Les auteurs proposent alors une dépendance du régime à deux paramètres : le nombre de Froude humide et la CAPE (Figure 3.2).

Miglietta et Rotunno (2009) ont approfondi ces résultats en utilisant une résolution horizontale plus forte (250 m au lieu de 1-2 km dans les études de Chu et Lin (2000) et

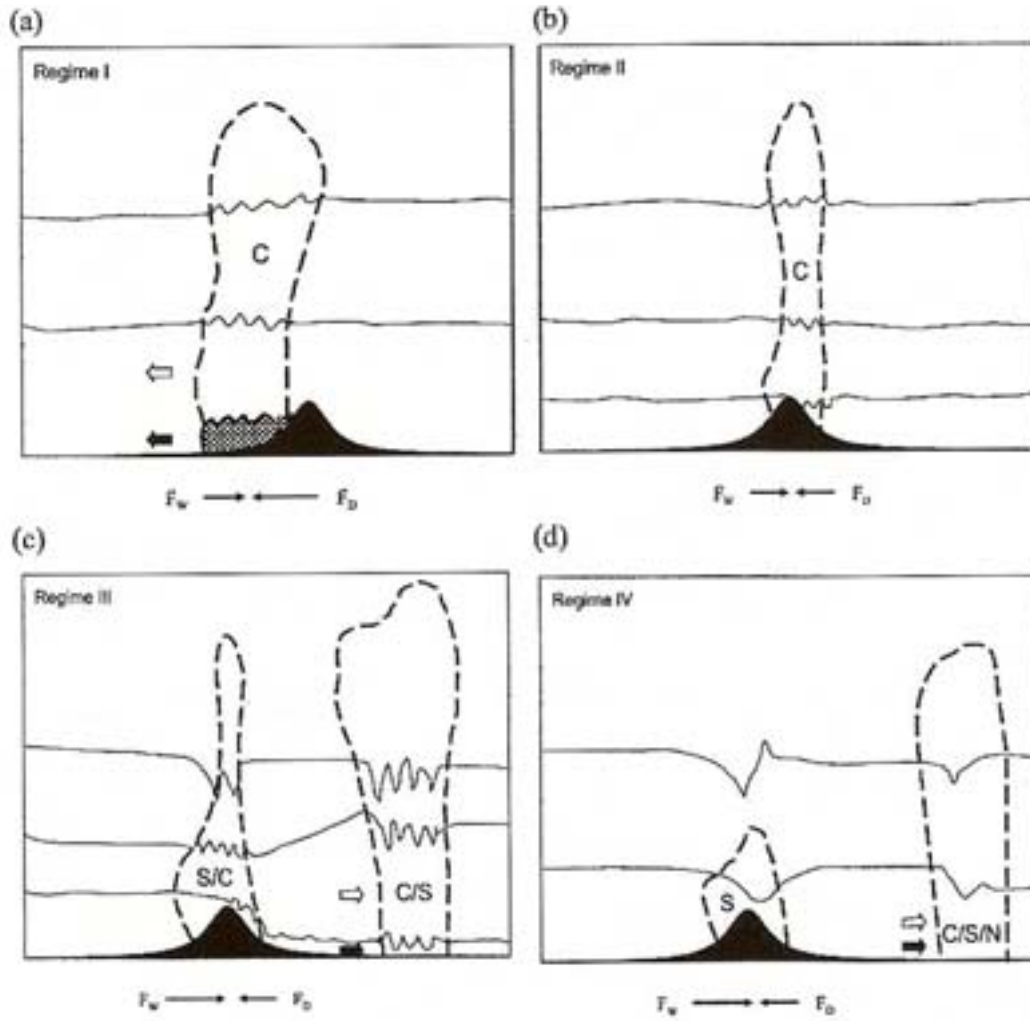


FIG. 3.1: Récapitulatif des 4 régimes de flux. Les flèches F_w et F_D correspondent respectivement à la force du flux et à celle du courant de densité. Les lettres C, S, N qualifient le type nuageux du système précipitant (C pour convectif, S pour stratiforme, N pour aucun des deux types). Les flèches blanches font référence à la direction de propagation du système précipitant, les noires à celle du courant de densité.

Chen et Lin (2005a)) et avec un modèle tri-dimensionnel dans lequel le relief est représenté par une montagne bi-dimensionnelle. Les auteurs se sont intéressés aux paramètres de contrôle des régimes de précipitation stationnaire et des cumuls de précipitation associés, grâce à l'étude de la sensibilité du régime d'écoulement à la vitesse du flux conditionnellement instable (U) et au profil du relief (h_m hauteur et a largeur).

Dans un premier temps, Miglietta et Rotunno (2009) ont étudié la validité du nombre de Froude en tant que paramètres de contrôle, comme le proposaient Chu et Lin (2000) et Chen et Lin (2005a). Les auteurs ont fait varier la vitesse U et la hauteur du relief h_m tout en conservant un nombre de Froude constant ($h_m N/U$) : une vitesse faible avec un relief bas génèrent une plage froide en amont du relief, qui déclenche de la convection sur son bord d'attaque, tandis qu'une vitesse forte et un relief élevé présente de l'activité convective sur le relief, induite par forçage orographique. Ils montrent ainsi que le nombre de

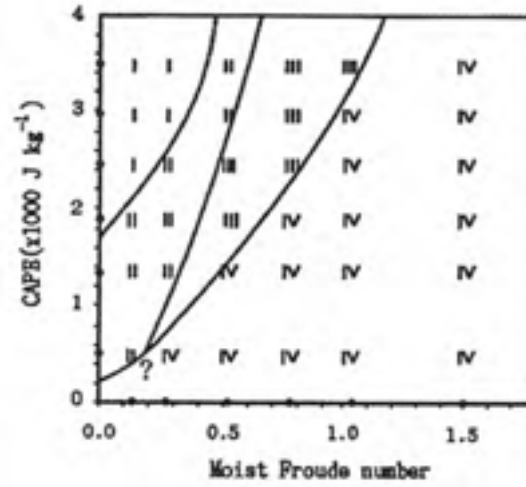


FIG. 3.2: Régime de l'écoulement en fonction du nombre de Froude humide et de la CAPE. D'après Chen et Lin (2005a).

Froude humide n'est pas un paramètre discriminant du régime de précipitations.

Leurs tests de sensibilité sur la vitesse du flux mettent en évidence deux solutions complètement différentes. Pour de faibles vitesses ($U = 2, 5 \text{ m s}^{-1}$), les cellules convectives, formées dans un premier temps par soulèvement sur les pentes au vent du relief, ont le temps de se développer et de former une plage froide par évaporation des précipitations avant d'être transportées vers l'aval du relief par le flux. Ce courant de densité s'étale sous l'orage le long des pentes au vent et force le flux conditionnellement instable à se soulever sur son bord d'attaque selon le mécanisme décrit au chapitre 1 pour former de nouvelles cellules convectives. Ce courant de densité se propage en amont du flux, et tout comme dans le régime I de Chen et Lin (2005a) (Figure 3.3a, en haut), c'est un système convectif propagatif vers l'amont du flux qui est obtenu et non un système stationnaire en amont du relief. Pour des flux rapides ($U = 10, 20 \text{ m s}^{-1}$), des cellules quasi-stationnaires sont simulées sur les pentes au vent du relief ou au sommet comme dans le régime II de Chen et Lin (2005a), sans plage froide sous orage (Figure 3.3a, en bas). Les auteurs proposent de synthétiser ce comportement au moyen du rapport entre le temps caractéristique d'advection $\tau_a = a/U$ (*i.e.* temps que met l'écoulement pour traverser la montagne), et le temps caractéristique de formation des cellules $\tau_c = h_t / \sqrt{CAPE}$ (*i.e.* estimation du temps que mettent les particules soulevées pour atteindre la tropopause de hauteur h_t). En effet, dans le cas où le temps caractéristique de la convection est supérieur au temps caractéristique d'advection ($\tau_a / \tau_c < 1$, *e.g.* U fort), les cellules n'ont pas le temps de se développer suffisamment pour produire une plage froide en amont du relief avant d'être advectées vers la pente aval. Dans le cas d'écoulements très lents, $\tau_a / \tau_c \gg 1$, les cellules ont le temps de se développer quasiment sur place sur les pentes du relief et de former un courant de densité. Pour des valeurs intermédiaires d'écoulement, le régime III de Chen et Lin (2005a) est retrouvé.

L'influence des caractéristiques du relief sur le régime de précipitation a aussi été exploré par Miglietta et Rotunno (2009). Lorsque le relief h_m est bien moins élevé que le LFC ($h_m / LFC \ll 1$), le soulèvement généré ne suffit pas à déclencher la convec-

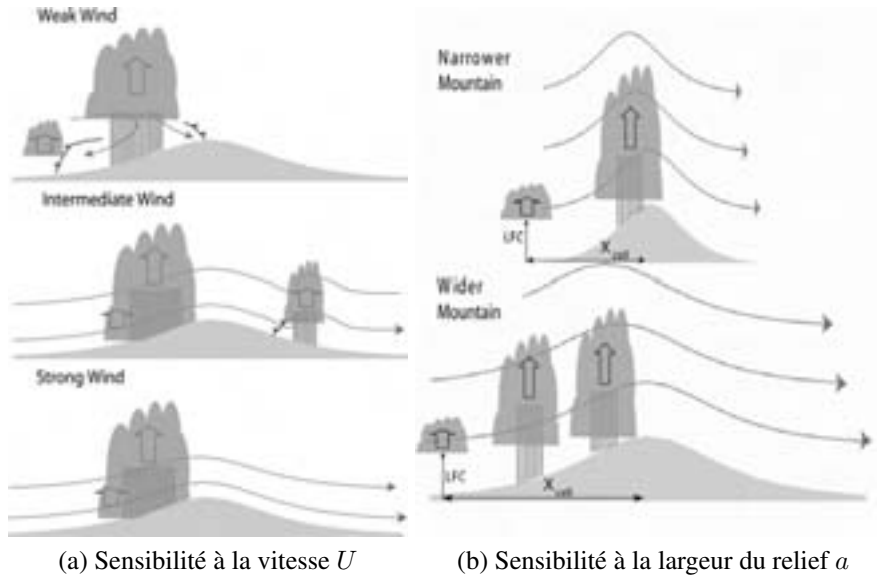


FIG. 3.3: Schéma des tests de sensibilité avec différentes vitesses U de l'écoulement (a) et différentes largeurs de relief a (b) présentés par Miglietta et Rotunno (2009).

tion. Lorsque la hauteur de la montagne h_m est supérieure au niveau de convection libre ($h_m > LFC$), une dépendance à la largeur a du relief apparaît. Dans un régime de précipitation sans plage froide, plus le relief sera large et plus la région affectée par les pluies sur les pentes au vent du relief sera étendue (Figure 3.3b, en bas). En effet, le LFC peut être atteint plus en amont que dans un cas où $h_m \lesssim LFC$ (Figure 3.3b, en haut), ce qui permet à plusieurs groupes de cellules de se développer entre l'amont et le sommet du relief. Lorsque le relief est étroit et peu élevé, le LFC est atteint plus près du sommet, et les pluies advectées par l'écoulement sont produites en aval du relief.

A partir de ces résultats, les auteurs ont proposé des relations entre trois paramètres adimensionnels caractérisant l'écoulement et la localisation et l'intensité des précipitations : h_m/LFC (comparant la hauteur de la montagne au niveau de convection libre), h_m/a (contribution du relief au forçage orographique $\sim Uh_m/a$) et $(a\sqrt{CAPE})/(Uh_t)$ (rapport entre les temps caractéristiques advectif et convectif). Il faut noter que dans un environnement instable, le forçage orographique ($\sim Uh_m/a$) n'est pas directement lié à l'intensité des ascendances ($\sim \sqrt{CAPE}$), et par conséquent à l'intensité des précipitations. Cependant, les résultats des expériences de sensibilité de Miglietta et Rotunno (2009) montrent que le maximum de précipitations est proportionnel au forçage orographique pour des vitesses importantes et proportionnel à h_m/a pour les vitesses plus faibles. Les relations établies par Miglietta et Rotunno (2009) traduisent que la localisation et l'intensité des précipitations dépendent de plusieurs facteurs : le soulèvement nécessaire pour atteindre le niveau de convection libre, la distance parcourue par une cellule convective formée avant qu'elle n'atteigne le stade mature et le sommet du relief, la forme (hauteur, largeur) du relief.

Les travaux de Miglietta et Rotunno (2009) ont considéré un environnement instable, avec des valeurs de CAPE modérées à fortes (i.e. $CAPE > 1900 \text{ J.kg}^{-1}$). Les auteurs ont poursuivi par la suite leur étude pour un environnement moins conditionnellement in-

stable (Miglietta et Rotunno, 2010).

Pour les vitesses fortes, les mêmes dépendances sont constatées entre les deux études, par contre pour une vitesse modérée du flux, certaines expériences donnent des solutions différentes de celles attendues avec les paramètres de contrôle de Miglietta et Rotunno (2009). Ces expériences produisent en effet un système quasi-stationnaire en amont de la montagne. Dans cette situation particulière, le rapport entre le temps caractéristique advectif et le temps caractéristique convectif, τ_a/τ_c , est petit, autorisant donc la formation d'une plage froide. Néanmoins, le courant de densité n'est plus propagatif mais stationnaire. Il s'établit un équilibre entre la vitesse de propagation du courant de densité, $u_c \sim \sqrt{DCAPE}$, et le flux amont u venant buter contre le bord d'attaque du courant de densité :

$$u = U + u' = u_c \sim \sqrt{DCAPE} \quad (3.3)$$

avec u' la décélération induite par l'obstacle que constitue la plage froide $u' \simeq -N_v h \sim -N_v LFC$ (h étant l'épaisseur de la plage froide, supposée être du même ordre de grandeur que le LFC puisque c'est le soulèvement induit par la plage froide qui permet le déclenchement de la convection). A partir de ces résultats, les auteurs proposent d'ajouter deux nombres adimensionnels au trois nombres de Miglietta et Rotunno (2009) : \sqrt{DCAPE}/U et $N_v LFC/U$.

En calculant ces paramètres pour l'ensemble de leurs expériences, les auteurs ont mis en évidence des valeurs particulières de \sqrt{DCAPE}/U et $N_v LFC/U$ pour les configurations pour lesquelles les critères de Miglietta et Rotunno (2009) ne suffisent pas pour déterminer le régime du système précipitant. Ils ajoutent ainsi d'autres facteurs influençant la location et l'intensité des précipitations qui correspondent à la capacité d'un environnement à produire un courant de densité et à s'opposer à sa vitesse de propagation. Lorsque la vitesse du flux et celle de la propagation du courant de densité s'équilibrent, la plage froide devient quasi-stationnaire, générant ainsi des précipitations quasi-stationnaires en amont du relief.

Toutes ces études d'écoulement conditionnellement instable au dessus d'un relief ont considéré un environnement horizontalement uniforme. Or, Rotunno et Ferretti (2001) en étudiant le cas des inondations du Piémont en 1994 ont mis en évidence que le gradient horizontal d'humidité était une caractéristique importante de l'environnement à considérer. En effet, dans le cas d'une longue montagne comme les Alpes, la partie ouest des Alpes était affectée par un flux de sud rapide humide et conditionnellement instable dans lequel se déclenchaient des cellules convectives selon les mécanismes décrits ci-dessus, alors que la partie orientale était soumise à un flux plus sec et stable. On est alors pour ce flux dans des conditions favorables à un régime de contournement (nombre de Froude $Fr = \frac{U}{Nh_m} < 1$), avec sous l'effet de la force de Coriolis, une branche de déviation vers l'ouest plus développée (vent de barrière dirigé vers la gauche dans l'hémisphère nord). De la convergence est créée au point de rencontre entre cette branche et la partie plus rapide et conditionnellement instable à l'ouest, renforçant le développement de cellules convectives en amont du relief. D'autres études ont aussi montré que la forme du relief, comme par exemple la forme en arc des Alpes ou ses structures de fine échelle avaient un impact sur le régime de précipitation et les mécanismes associés (Stein, 2004; Chen et Lin, 2005b).

3.2 Stratégie de notre étude numérique idéalisée

3.2.1 Motivation

Nous avons vu précédemment que plusieurs facteurs peuvent influencer la localisation et l'intensité des épisodes de pluie intense. L'objectif de ce travail de thèse est de mettre en lumière de manière plus systématique la relation existant entre l'environnement de méso-échelle et la localisation et l'intensité des MCSs quasi-stationnaires pour le sud-est de la France, et ce à travers l'étude des mécanismes de soulèvement. Nous avons choisi d'étudier cette relation, non pas avec une approche statistique comme celle utilisée dans les études climatologique et qui mettent en évidence des schémas typiques à une région en fonction d'un certain nombre de cas, mais à partir de simulations numériques idéalisées. Contrairement aux études de cas qui ne permettent qu'une interprétation limitée d'une situation donnée, notre approche permet d'avoir une vision générale de cette relation sur le sud-est de la France grâce à la réalisation d'un ensemble de simulations avec des caractéristiques différentes du flux de basses couches. Les cadres numériques idéalisés présentés précédemment présentent cependant des limitations. En effet, le relief, 2D ou 3D, considéré dans ces travaux est un unique massif idéalisé, qui par conséquent ne rend pas compte de la complexité de l'orographie de notre région d'intérêt avec ses trois chaînes montagneuses. De plus, les HPEs sont alimentés par un jet de basses couches transportant de l'air chaud et humide circulant sur la mer. Dans les précédentes études idéalisées, le gradient horizontal d'humidité et de vent n'est pas pris en compte, ni les échanges entre la mer et l'atmosphère. Pour ces différentes raisons, nous avons décidé d'introduire dans notre cadre idéalisé la topographie réelle du sud-est de la France, avec ses trois massifs et la mer Méditerranée. A cela, nous voulions ajouter une zone de flux plus rapide et plus humide que l'environnement, *i.e.* typique des événements cévenols (Figure 2.2b du chapitre 2), allant buter contre le Massif Central.

3.2.2 Cadre numérique

Nous avons choisi un domaine d'étude qui englobe le quart sud-est de la France et une partie de la mer Méditerranée nord-occidentale (Figure 3.4). Le domaine est centré sur le Golfe du Lion, ce qui nous permet d'avoir une plus grande extension du domaine au sud-est et de permettre le développement de cellules convectives sur mer. Nous voulions conserver le plus justement possible la topographie particulière de cette région, avec ses trois chaînes de montagnes qui bordent l'arc méditerranéen. Nous avons donc intégré à notre cadre numérique idéalisé un relief réel issu d'une base de données topographiques (GTOPO30), de fine résolution horizontale (900 m). Les îles présentes sur la mer Méditerranée nord-occidentale, telles que les Baléares, la Corse, l'île d'Elbe ou la Sardaigne, ne sont pas représentées pour ne pas perturber le flux amont aux principaux reliefs. Elles sont simplement remplacées par de la mer, avec des caractéristiques extrapolées des points de mer environnant.

La seconde caractéristique que nous tenions à représenter est celle d'un flux humide perpendiculaire au relief moyen des Cévennes d'une largeur d'environ 100 km. Nous avons donc mis en place un flux butant sur le flanc du Massif Central (direction du flux : 169°) plus rapide et plus humide en son milieu (Figure 3.5a). Ses caractéristiques en hu-

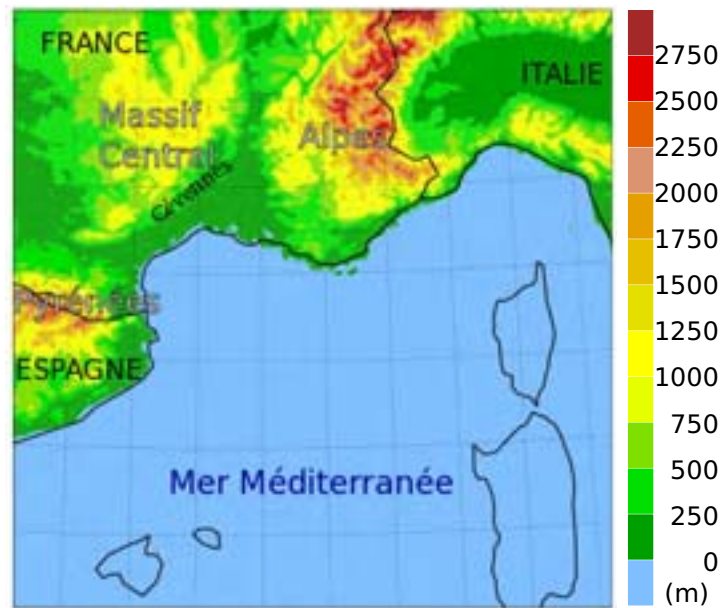


FIG. 3.4: Domaine d'étude. Le relief est représenté en plages colorées (m).

midité sont tirées du radio-sondage mesuré à Nîmes lors de l'épisode de pluie intense dans le Gard (le 08/09/2002 à 12 UTC). Ce radio-sondage est proche de la saturation dans les basses couches et conditionnellement instable ($\text{CAPE} = 400 \text{ J.kg}^{-1}$). Les valeurs de rapport de mélange en vapeur d'eau, $r_0(z)$, issues du radio-sondage sont imposées sur l'axe central du flux. Ce rapport de mélange décroît selon une gaussienne jusqu'aux bords du domaine où il vaut $\alpha r_0(z)$ (Figure 3.5b). De même une intensité maximale de vent U_0 est imposée le long de l'axe central, puis cette valeur décroît suivant une gaussienne jusqu'aux bords où il vaut U_1 (Figure 3.5b). Le vent ne présente aucun cisaillement vertical. Les températures de surface et de surface de la mer ont été choisies initialement uniformes et définies suivant la climatologie du mois de septembre dans cette région, respectivement 300 K et 296 K (Levitus, 1982). La température de surface de la mer n'évolue pas au cours du temps.

Notre étude se place dans le prolongement des travaux déjà menés par Bresson *et al.* (2009) (BRD09 par la suite) au CNRM. Ils ont montré qu'un tel cadre numérique idéalisé est capable de reproduire des systèmes convectifs de méso-échelle quasi-stationnaires en amont du relief, en accord avec la typologie des systèmes observés sur cette région. Les auteurs ont déduit de leurs différents tests de sensibilité (intensité du vent, distribution horizontale de l'humidité de l'écoulement et CAPE) que le système est plus en aval lorsque l'écoulement est plus rapide (confirmation des résultats précédents) ou plus sec ou moins instable. Notre étude a pour objectif d'explorer plus en détails et de mieux comprendre le comportement d'un flux conditionnellement instable au voisinage des reliefs du bassin méditerranéen nord-occidental. De manière plus systématique que pour BRD09, nous examinons l'impact de l'intensité et de l'humidité du flux de basses couches sur le système précipitant simulé, ceci sur un plus large ensemble de valeurs. Enfin, nous souhaitons évaluer de manière originale le rôle de chacun des reliefs dans la génération et le maintien

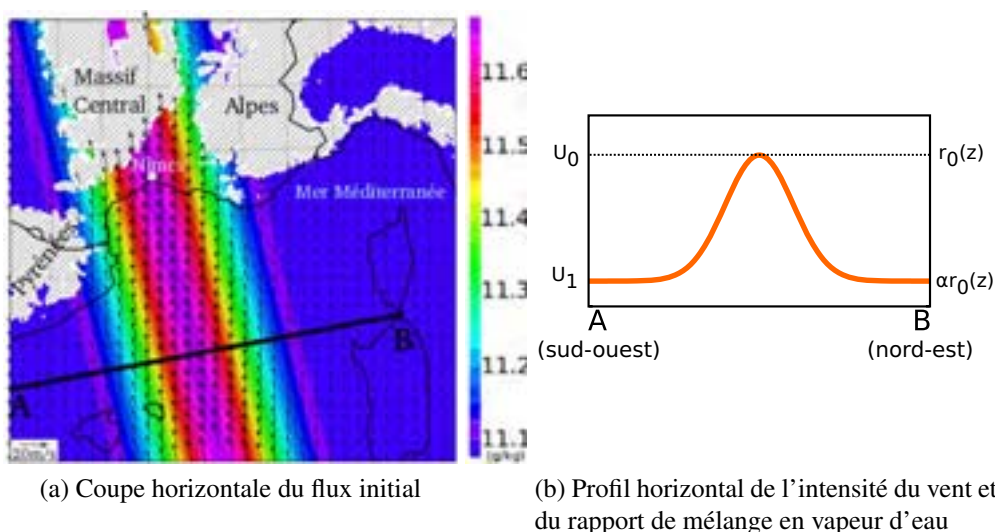


FIG. 3.5: Conditions initiales pour l'expérience de référence CTRL. (a) Rapport de mélange en vapeur d'eau à 500 m (plages de couleurs, $g.kg^{-1}$) et vent à 500 m (flèches, $m.s^{-1}$) pour l'expérience de contrôle. (b) Coupe horizontale A-B de l'intensité du vent et du rapport de mélange en vapeur d'eau. Le relief supérieur à 500 m est hachuré.

des fortes précipitations. Une partie des simulations discutées ci-après a été réalisée dans le cadre du stage de fin d'étude d'ingénieur-élève de l'Ecole Nationale de la Météorologie de Céline de Saint-Aubin dans l'équipe d'accueil (De Saint-Aubin, 2008).

3.2.3 Le modèle MESO-NH

Pour mener à bien nos travaux, nous avons utilisé le modèle MESO-NH, qui est un modèle numérique atmosphérique 3D, développé pour la recherche par le Laboratoire d'Aérodynamique et le CNRM.

Ce modèle non-hydrostatique à aire limitée permet de réaliser des simulations idéalisées ou de cas réels de l'échelle synoptique à la micro-échelle. Il est régi par un système d'équations anélastiques (Durrant, 1989). Les variables pronostiques du modèle sont : les trois composantes du vent (u , v , w), la température potentielle (θ), les rapports de mélange de la vapeur d'eau (r_v) et de cinq espèces d'hydrométéores (glace primaire r_i , neige r_s , graupel r_g , eau liquide nuageuse r_c , eau liquide précipitante r_r) et l'énergie cinétique turbulente (e). La pression (P) est quant à elle une variable diagnostique obtenue grâce à la résolution d'une équation elliptique tridimensionnelle issue de la combinaison entre équations de mouvement et de continuité.

La résolution verticale du modèle est définie à l'aide de la coordonnée verticale de Gal-Chen et Somerville (1975), qui suit l'orographie près de la surface jusqu'à devenir horizontale au niveau du sommet du modèle. Les 40 niveaux du modèle sont répartis inégalement entre 36 m et 20 km. Cette maille étirée avec l'altitude, permet de décrire avec une plus forte résolution les très basses couches de l'atmosphère, où les ingrédients favorables aux HPEs évoluent. Les échanges avec la surface sont gérés par le modèle externalisé SURFEX, qui est couplé à MESO-NH. Une base de données avec une résolution de 1 km fournit les données physiographiques telles que le relief, la végétation, le

sol ... Un schéma microphysique à un moment, de type bulk, est appliqué dans le modèle (Pinty et Jabouille, 1998). Ce schéma gouverne les équations de la vapeur d'eau et des cinq hydrométéores considérés dans le modèle. Il prend en compte la paramétrisation des processus chauds et froids respectivement proposés par Kessler (1969) et Caniaux *et al.* (1997). Le calcul des flux turbulents est réalisé grâce à une paramétrisation 3D (Cuxart *et al.*, 2000), utilisant la longueur de mélange définie par la méthode de Bougeault et Lacarrère (1989). Le rayonnement est paramétré à l'aide des schémas du CEPMMT : le schéma Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) de Mlawer *et al.* (1997) pour les grandes longueurs d'ondes et celui de Morcrette (1991) pour les courtes. Les échanges entre mer et atmosphère sont gérés par la paramétrisation de Louis (1979).

Pour notre étude idéalisée, les conditions aux limites restent identiques aux conditions initiales présentées dans la section 3.2.2 durant toute la simulation. Sur les bords latéraux du domaine, les conditions radiatives ouvertes sont appliquées, avec un schéma de relaxation sur 5 points de grille (Carpenter, 1982; Davies, 1976).

Le modèle MESO-NH permet des analyses à partir de traceurs lagrangiens ou des bilans sur les variables pronostiques en ligne. Nous décrivons ces deux outils diagnostiques que nous avons utilisés dans l'Annexe A.

Chapitre 4

Influence des caractéristiques du flux sur les systèmes convectifs quasi-stationnaires

Sommaire

4.1	Résumé	37
4.2	Article : Idealised numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain	38

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats de nos tests de sensibilité aux caractéristiques du flux humide et instable sur le comportement des systèmes convectifs quasi-stationnaires simulés. Ces travaux sont présentés sous la forme d'un article accepté au Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, précédé d'un résumé en français de l'article.

4.1 Résumé de l'article : Simulations numériques idéalisées de systèmes convectifs quasi-stationnaires sur l'arc méditerranéen nord-occidental

Après avoir réalisé une simulation de référence qui reproduit un système convectif de méso-échelle quasi-stationnaire sur les contreforts du Massif Central, proche des systèmes observés dans la région et similaire à celui obtenu par Bresson *et al.* (2009), nous avons réalisé des tests de sensibilité sur la vitesse et l'humidité du flux de basses couches.

Les premiers tests s'intéressent à l'impact de l'intensité maximale du vent face au Massif Central, en l'augmentant ou en la diminuant. Ces expériences parviennent elles aussi toutes à reproduire un système convectif quasi-stationnaire. Une vitesse maximale plus forte entraîne une localisation du système plus en aval (*i.e.* sur le flanc sud-est du

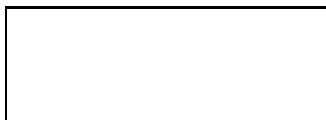
Massif Central), une intensité des cumuls de précipitation accrue et une diminution de l'intensité et de l'étalement du refroidissement sous orage. Et inversement. La seconde série de tests de sensibilité porte sur l'humidité de l'environnement : d'abord, le gradient horizontal d'humidité du flux est modifié grâce à un assèchement ou une humidification des bords du flux, puis un assèchement général du flux est appliqué, sans modifier la distribution horizontale d'humidité. Là aussi, les simulations réussissent à reproduire des systèmes convectifs quasi-stationnaires sur la région. Un assèchement plus important sur les bords du flux produit un système plus en amont et une plage froide plus étendue et plus intense. Et inversement. En appliquant un assèchement général de l'environnement, le système se place sur les contreforts du Massif Central, son extension et son cumul de précipitation sont plus faibles et aucune plage froide ne se forme.

Ensuite, pour comprendre le rôle précis de chacun des massifs montagneux (Alpes, Massif Central et Pyrénées) sur le comportement du système convectif, nous avons supprimé les reliefs un à un. Sans les Alpes ou sans le Massif Central, le système convectif simulé est plus étendu au nord, avec de plus faibles cumuls et avec une plage froide moins intense. Le rôle des Pyrénées est moins marqué. Le contournement des Alpes ainsi que l'intensité et l'extension de la plage froide sont plus importants avec un plus fort gradient horizontal d'humidité (*i.e.* un flux plus sec face aux Alpes) ou une plus faible intensité du flux.

Les mécanismes prépondérants identifiés sont : le forçage orographique pour les systèmes sur le relief (*i.e.* flux rapides ou environnements humides) et la plage froide pour les systèmes plus en amont, sur plaines ou sur mer (*i.e.* flux lents ou environnements secs). Les reliefs avoisinants jouent un rôle important en déviant les flux de basses couches lents ou secs, ce qui induit une convergence de basses couches qui est elle-même susceptible de soulever l'air humide et instable et de déclencher de la convection profonde. Enfin, les reliefs du Massif Central et des Alpes participent au blocage de la plage froide sur les plaines.

4.2 Article : Idealised numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain

E. Bresson, V. Ducrocq, O. Nuissier, D. Ricard et C. de Saint-Aubin : Idealised numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain. Accepté au Q. J. Roy. Meteor. Soc., 13p.



Idealised numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain

E. Bresson,^{a*} V. Ducrocq,^a O. Nuissier,^a D. Ricard^a and C. de Saint-Aubin^b

^aCNRM/GMME, Météo-France, Toulouse, France

^bSCHAPI, Toulouse, France

*Correspondence to: E. Bresson, CNRM/GMME/MICADO, 42 av. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France.

E-mail: emilie.bresson@cnrm.meteo.fr

Northwestern Mediterranean coastal regions are frequently affected by torrential rainfall associated with quasi-stationary mesoscale convective systems (MCSs). The present work examines how characteristics of a conditionally unstable flow impinging the coastal complex terrain of the Northwestern Mediterranean can affect the location and intensity of quasi-stationary MCS. The study is based on idealised simulations, but including major ingredients of the Northwestern Mediterranean heavy precipitation events: an about 100km-width moist conditionally unstable marine flow facing the true terrain composed of the Massif Central surrounded by the Alps and the Pyrenees.

We find that MCSs are located upstream the mountain range with a slow flow whereas with a rapid flow the heaviest precipitation are over the Massif Central slopes. In a similar way, when the lateral environment is drier, the heaviest precipitation are located upstream whereas a humid environment favours precipitation over the slopes. The dominant lifting mechanism is strongly related to the location of the system: i) direct orographic triggering for systems over the mountain slopes and ii) cold-pool triggering for upstream systems. In addition, the neighbouring mountains interplay through deflection of the flow and induced low-level convergence favoured by slow or dry lateral environment and through cold pool blocking within valley. Copyright © 2012 Royal Meteorological Society

Key Words: deep convection; heavy precipitation

Received ...

Citation: ...

1. Introduction

Most of the Mediterranean countries face Heavy Precipitating Events (HPEs), especially during autumn. More than 100 mm of precipitation in less than 6 hours are not uncommon in these regions. These torrential rainfalls over the small to medium watersheds of the Mediterranean region often lead to flash-floods, resulting in damages and sometimes human losses. These HPEs, most of the time, involve back-building quasi-stationary Mesoscale Convective Systems (MCSs) with a continuous convective cell renewal at the same location (Bluestein and Jain 1985). Usually,

the heaviest precipitation are located along the mountain range foothills facing the moist low-level sea winds. For the French Mediterranean regions, a typical location is the Massif Central foothills (see Figure 2 of Nuissier *et al.* 2008). However, in some cases, the quasi-stationary MCS anchors further upstream, over the plains, or even, over the sea. The 8–9 September 2002 very devastating HPE (Delrieu *et al.* 2005) was such a case, with the maximum of precipitation located over the Gard plain. Despite over the plains, the precipitating system can induce large rainfall

amount, as high as about 700 mm in 24 hours for the 8–9 September 2002 HPE.

The Mediterranean Sea, still warm during autumn, is a major source of moistening and heating of the marine boundary layer through air–sea sensible and latent heat fluxes (Duffourg and Ducrocq 2011). In addition, southerly to easterly low-level sea winds that prevail during HPE, transport this moist and conditionally unstable air toward the coast (Ricard *et al.* 2011). Such low-level conditions are favoured by typical synoptic patterns. Nuissier *et al.* (2011) found that the synoptic-scale pattern propitious to HPE over the French Mediterranean region consists in an upper-level trough located over west of France and an upper-level ridge over central Europe. Nuissier *et al.* (2008) underlined the slow evolution of this synoptic pattern which is an essential condition to maintain the favourable low-level mesoscale conditions enough time.

When this conditionally unstable low-level flow impinges some of the mountain range foothills which border the Western Mediterranean Sea, deep convective precipitating cells can be triggered and renewed at the same location as long as the same low-level conditions persist. Orographic lifting has been largely proposed in past studies as a mechanism for triggering heavy precipitation events over western Mediterranean (e.g. Smith 1979; Houze 1993; Lin 1993; Buzzi *et al.* 1998; Buzzi and Foschini 2000; Lin *et al.* 2001; Rotunno and Ferretti 2001; Pradier *et al.* 2002; Bousquet and Smull 2003; Georgis *et al.* 2003; among others). Whereas precipitation formation induced by uplift of a stably stratified flow over a mountain ridge has been thoroughly investigated in idealised numerical frameworks, few studies devoted to the most challenging issue of a conditionally unstable flow impinging a mountain range. Chu and Lin (2000) and Chen and Lin (2005) performed idealised simulations for a conditionally unstable flow over a two-dimensional mountain. Chu and Lin (2000) identified three precipitation regimes: 1) the convective system associated with a density current propagates upstream; 2) the convective system is stationary over the mountain peak, upslope, or lee slope; 3) the convective or mixed convective-stratiform precipitation system over the mountain co-exists with a downstream-propagating convective system. The study of Chen and Lin (2005) (CL05 hereafter) added a fourth precipitation regime flow with an orographic stratiform precipitation system over the mountain. For a given Convective Available Potential Energy (CAPE), the flow regime increases when the Froude number (or wind speed) increases. Conversely, for a given Froude number, the flow regime decreases when the CAPE increases. This can be interpreted in terms of competition between the forcing associated with the flow and the forcing associated with the cold outflow generated by evaporation of falling precipitation. However, as recognised by the authors, the relationship between the cold outflow forcing and the CAPE is not straightforward. Moreover, Miglietta and Rotunno (2009) (MR09 hereafter) question the validity of the Froude number as a parameter controlling the precipitation regimes. Their simulations performed with different wind speeds or with different mountain heights, but with the same Froude number lead to different precipitation regimes. The prediction of the location of the heavy precipitation is much more complex than reducing it in a two adimensional number regime diagram. It is influenced by other factors, such as the height of the condensation level, the slope of the mountain, the time that a

convective cell travels toward the mountain peak. The cold pool propagation and its facing against the upstream low-level flow also influence the location of heavy precipitation. A balance between these both contributions leads to a stationary cold pool and therefore to an upstream stationary convective system (Miglietta and Rotunno 2010).

These studies have considered a horizontally uniform wind over a single 2D mountain ridge within a 2D (Chu and Lin 2000; CL05) or 3D (MR09) numerical simulation framework. This simple framework misses representing some other key topographic characteristics of the Northwestern Mediterranean area. The neighbouring mountain range -Alps and Pyrenees for a low-level jet facing the Massif Central - could bring additional forcing such as low-level convergence induced by the deflection of the flow around them or participate to the blocking of the cold pool in the Rhône valley (Ducrocq *et al.* 2008). The Mediterranean Sea, through its moisture and heat exchanges with the atmospheric boundary layer, modulates also the thermodynamic characteristics of the impinging low-level flow (Lebeaupin *et al.* 2006). Bresson *et al.* (2009) (BRD09 hereafter) performed idealised experiments in which the real topography of the region is kept to investigate the behaviour of a conditionally unstable low-level marine flow facing the Massif Central. Contrary to the CL05 or MR09 studies, the BRD09 numerical framework allowed to simulate upstream stationary convective systems, as observed in that region. As in the previous studies, BRD09 found that larger winds shift the stationary convective system toward the mountain upslope. The influence of some other factors, such as the moisture and CAPE, was also examined. The aim of this present study is to further explore the behaviour of a conditionally unstable flow over the complex northwestern Mediterranean topography by taking a more systematic approach than BRD09 to enlarge their results. First, a larger range of wind speed and moisture content will be explored. Also, the impact of the different mountain ranges will be studied to better understand their role in the precipitation formation and sustenance.

This paper is organised as follows: Section 2 describes the experimental design, results of the control and sensitivity simulations are presented in Section 3 and then discussed in Section 4, concluding remarks are given in Section 5.

2. Experiment design

2.1. Model set-up

The numerical simulations are carried out with a three-dimensional version of the French Meso-NH non-hydrostatic mesoscale numerical model (Lafore *et al.* 1998). Meso-NH has already shown its capability for simulating HPEs either in a real or an idealised framework (Ricard 2005; Nuissier *et al.* 2008; Ducrocq *et al.* 2008; BRD09). For this study, the domain is centred over the southeastern regions of France and has a horizontal grid spacing of about 2.4 km (Figure 1). It extends further south than in BRD09 simulations in order to better represent convective cells triggering over the Sea. Moreover, islands are removed and replaced by sea points to focus on the main mountain range effects. The lateral boundary conditions do not evolve with time and are identical to initial conditions during all the simulation. An open wave radiation condition

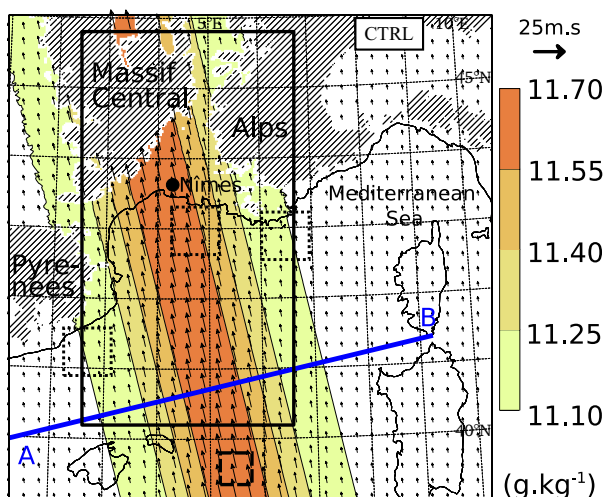


Figure 1. Initial conditions for the CTRL experiment in terms of water vapour mixing ratio (coloured areas) and horizontal wind (arrows) at 500m ASL. Orography higher than 500m ASL is hatched. Boxes with solid, dotted and dashed lines are used for time-series seen in Fig. 3, calculation of moist Froude number shown in (Tab. II), and computation of spatial average diagnostics shown in Tab. III.

(Carpenter 1982) combined with a 5 grid-point relaxation flow scheme (Davies 1976) are applied at the boundaries.

The Meso-NH version used here includes a bulk micro-physical scheme (Caniaux *et al.* 1997; Pinty and Jabouille 1998) governing the equations of the six water species: water vapour, cloud water, rain water, primary ice, snow aggregates and graupel. The turbulence parameterisation models the three-dimensional turbulent fluxes based on a 1.5-order closure (Cuxart *et al.* 2000) and a mixing length following the method of Bougeault and Lacarrère (1989). The radiation parameterisation is based on the Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) of the European Centre of Medium-Range Weather Forecasts (Mlawer *et al.* 1997). Solar hour is kept constant and fixed to 16UTC to remove the effect of the diurnal cycle in our simulations. Sub-grid condensation scheme is activated, but deep convection is explicitly resolved (no deep convection parameterisation).

2.2. Initial conditions

Since we are interested in the Cevennes area, our initial conditions are designed to represent a 100-km wide moist and conditionally unstable jet impinging the southeastern part of the Massif Central. A vertically uniform southerly to southeasterly wind almost perpendicular to the main Massif Central ridge is considered (Fig. 1). The wind speed is decreased from U_0 at the central southeasterly-oriented axis to U_1 at the boundaries according to an Gaussian shape (Figure 2a). This shape is quite different than this used in BRD09 (*i.e.* linear profiles as a function of height). Temperature and humidity conditions along the central southeasterly-oriented axis are derived from the sounding observed at Nîmes, 8 sept. 2002 at 12UTC (see Fig. 1a from BRD09) during the extreme HPE over Gard. This sounding is near saturation in the low-levels and conditionally unstable ($\text{CAPE}=400 \text{ J kg}^{-1}$). As for wind, water vapour is exponentially decreased from $r_0(z)$, given by the Nîmes sounding, to $\alpha r_0(z)$ at the boundaries to focus moisture within the jet (Figure 2b). Also for water vapour, there are differences between the present horizontal moisture distribution and this used in BRD09. Temperature is taken

horizontally uniform. The sea surface temperature is set to the Levitus (1982)'s climatological value of September month. For the control (CTRL) simulation, $U_0=20 \text{ ms}^{-1}$, $U_1=5 \text{ ms}^{-1}$ and $\alpha = 0.95$ (Tab. I).

To study the sensitivity to the wind speed and the moisture content of the flow, two sets of simulations are also carried out. For the first set, the wind speed U_0 is varied from 10 ms^{-1} to 40 ms^{-1} (Table I; Figure 2a). These simulations are hereafter called WXX, XX being the value of U_0 . Then, for experiments Q85, Q90, Q100, the parameter α is set to 0.85, 0.9 and 1, respectively (Table I; Figure 2b). The central value $r_0(z)$ is kept, so that the differences between the initial states of the experiments increase with the distance to the central axis. They are designed to mainly study the influence of the moisture content of the flow facing the neighbouring mountain ranges (Alps, Pyrenees). An other experiment is dedicated to study the influence of the moisture content within the low-level jet. The C85 experiment is similar to Q85 at the boundaries but lowered by about a tenth within the low-level jet, as the central values of $r_0(z)$ are scaled by 0.85/0.95 and in order to keep the rate of mixing ratio between the central axis and the boundaries to 0.95 as in the CTRL experiment (Table I; Figure 2b). Finally, the last set of simulations is designed to study the influence of the mountain ranges by removing, one by one, the different mountain ranges (Table I).

3. Results

3.1. Control simulation (CTRL)

The control simulation, as well as all the other idealised experiments presented in this study, succeeds in reproducing a heavy precipitating MCS, reaching a quasi-stationary stage after a transient phase of a few hours (see Figure 3).

Hereafter, the study focuses on the quasi-stationary phase only. The precipitating system organises in a 400km-long south-north convective line, extending from the Mediterranean sea to the Massif Central foothills (Figure 4). The heaviest cumulative precipitation, *e.g.* more than 100 mm in 24 hours, overspreads a quite large area (20.10^3 km^2). The deep convective cells within the MCS are preferentially located along the eastern edge of the system facing the south-southeasterly flow. The maximum of accumulated precipitation is located over the plains, reaching about 420 mm in 24 hours. The convective system is associated with a low-level cold pool delineated in Figure 4 by the 294 K virtual potential temperature isoline. The virtual potential temperature drops down 291 K inside the cold pool. The surface winds, after having converged over the sea, rush between the Pyrenees and the Massif Central and deflect over the Alps. The cold pool spreading is blocked between the Massif Central and Alps foothills (Figure 4).

3.2. Sensitivity to the meteorological environment

3.2.1. Sensitivity to the wind speed

Figure 5 summarises the effect of a more or less intense wind based on the W10 and W40 experiments. With a slower flow than in the CTRL experiment, the precipitating system is located over the Sea (Fig. 5a), whereas with a more rapid flow, the system anchors further downstream with a maximum of precipitation located over the Massif

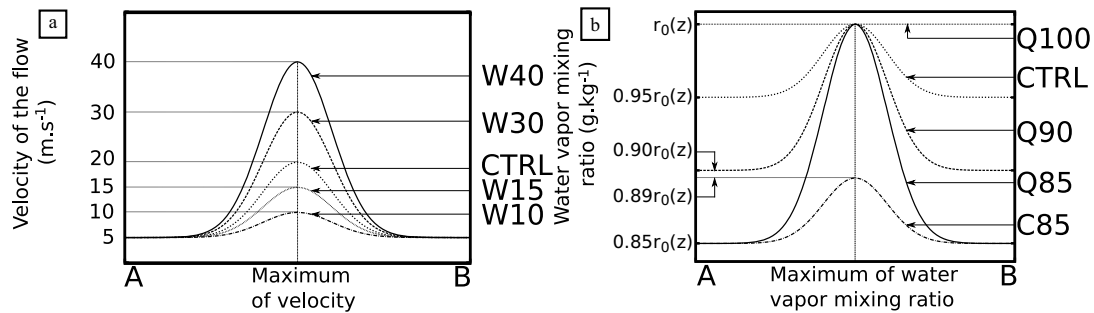


Figure 2. Horizontal profiles along the A-B vertical cross-section shown in Figure 1: (a) wind speed and (b) water vapour mixing ratio for the numerical experiments described in Tab. I.

Table I. Characteristics of the numerical experiments. See text for parameter description.

Experiments	U_0 (m.s^{-1})	central axis moisture value	α	Model terrain
CTRL	20	$r_0(z)$	0.95	real
W10, W15, W30, W40	10, 15, 30, 40	$r_0(z)$	0.95	real
Q85, Q90, Q100	20	$r_0(z)$	0.85, 0.90, 1	real
C85	20	0.89 $r_0(z)$	0.85	real
ALPS, PYREN, MC	20	$r_0(z)$	0.95	without Alps, Pyrenees, Massif Central

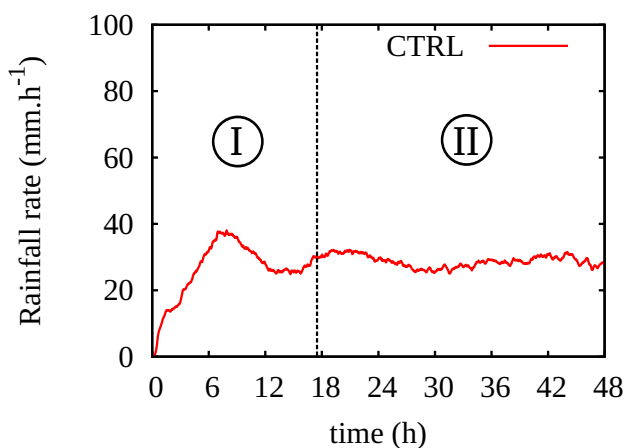


Figure 3. Time-series of surface precipitation rates (mm.h^{-1}) for the CTRL simulation averaged over the domain shown in Figure 1. (I) and (II) stand for the transient and the quasi-stationary phases, respectively.

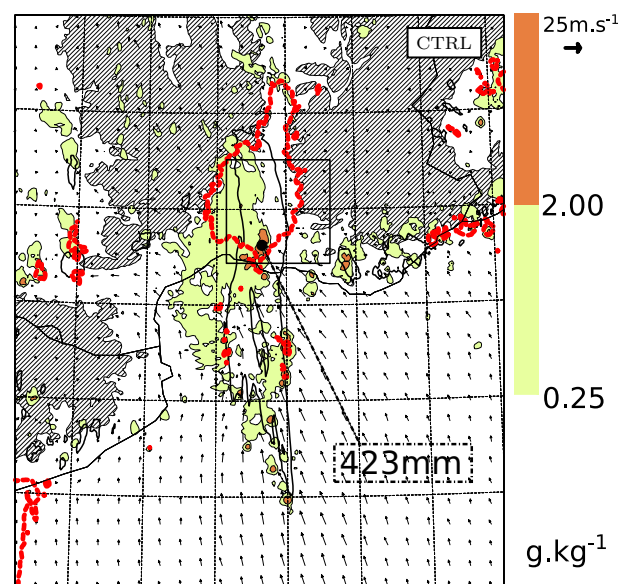


Figure 4. Total hydrometeor content at 10 km (coloured areas), 10-m horizontal wind (arrows) and 294 K contour line for the virtual potential temperature at 36m AGL (red dashed line) after 24 hours for the CTRL simulation; 100 mm contour line of the 24-h cumulative surface rainfall between 24 and 48 hours of simulation (solid black line), the location and value of the maximum are indicated by the black bullet and the dashed frame. Orography higher than 500m ASL is hatched, the budget domain used for Fig. 14 is drawn in solid line box.

Central slopes (Fig. 5b). With a more rapid flow, the mesoscale convective system is more developed and the maximum of surface precipitation is much more intense. The cold pool beneath the convective system vanishes with a more intense flow. On the opposite, with a slower flow, the precipitating system is less spread and surface precipitation maximum weaker. The system also shifts to a SW-NE line orientation.

In order to further quantify the intensity of the precipitating system in the different experiments, the size of the region affected by surface precipitation larger than 100 mm between 24 h and 48h of simulation, as well as the corresponding volume of precipitation received by this area are presented in Figure 6ab. Figure 6c shows the size of the cold pool in the different experiment as defined as the region where the virtual potential temperature at 36m AGL is colder than 294 K. The area affected by precipitation above 100 mm in 24 hours increases with the speed of the environmental wind. The volume of precipitation received

by the corresponding areas clearly increases with the flow speed, from 1.5 km^3 for W10 to about 6 km^3 for W40. The spread of the cold pool is not so directly correlated with the flow speed, although no cold pool is detected for wind speed U_0 above 30 ms^{-1} (Figure 6c). The largest and most intense cold pool is obtained for moderate winds ($U_0 = 15 \text{ ms}^{-1}$). It is worth mentioning that this result occurs as a kind of balance between the propagation of the cold pool and the environmental flow advection was obtained.

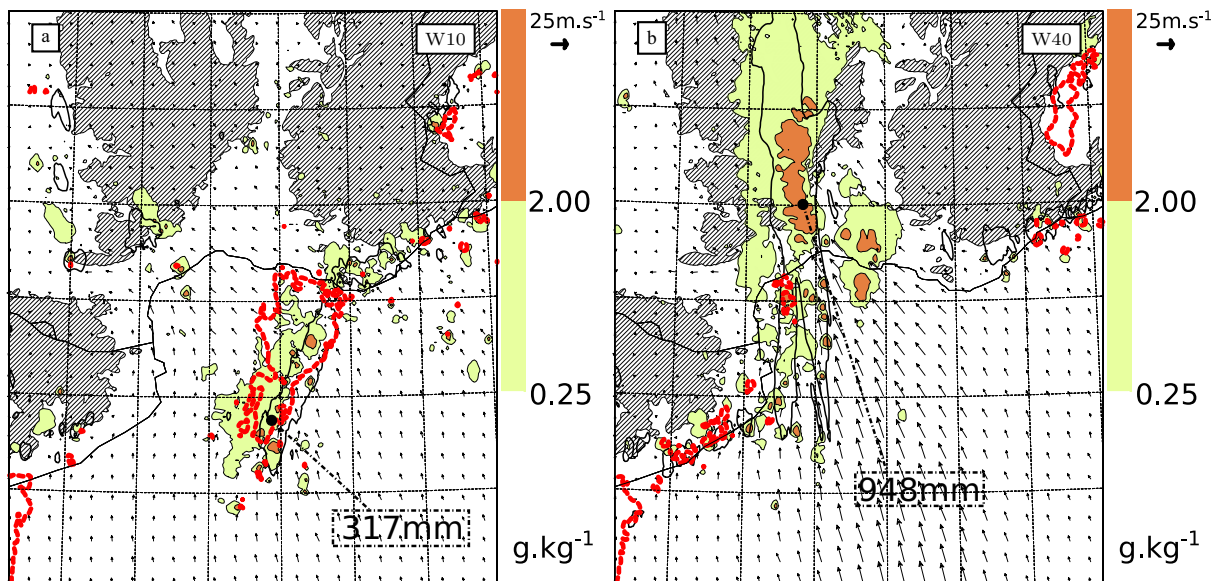


Figure 5. As Figure 4, but for (a) W10 and (b) W40 experiments.

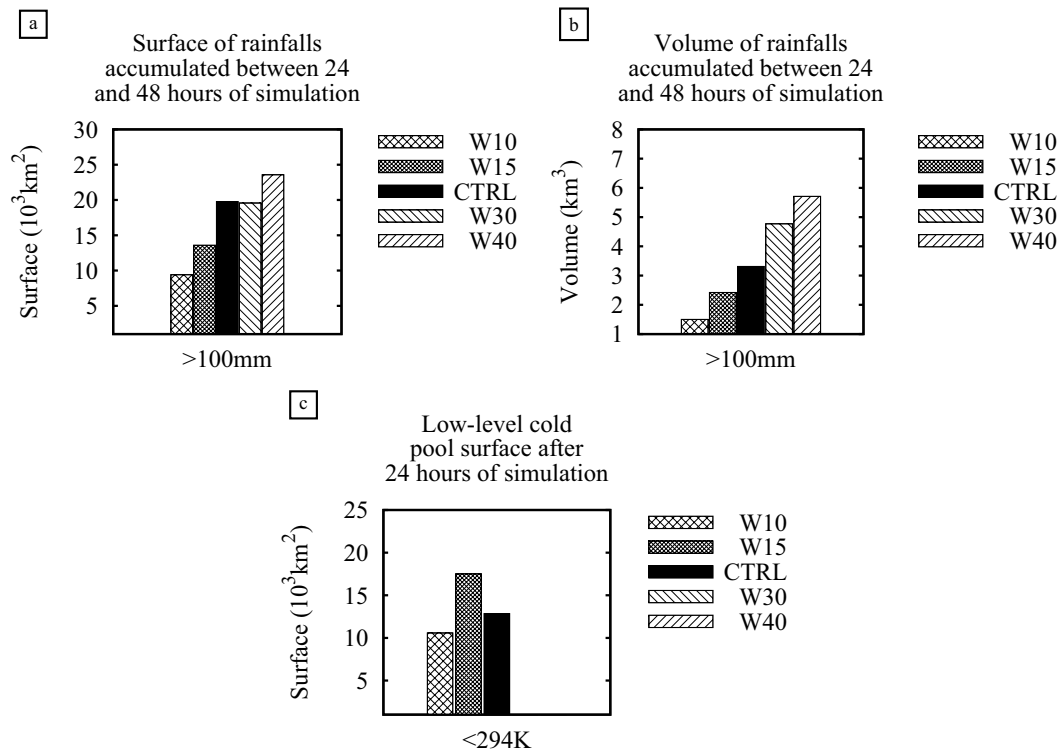


Figure 6. (a) Size of the region affected by 24-h surface rainfall above 100 mm (accumulated between 24 and 48 hours of simulation) and (b) volume of precipitation accumulated between 24 and 48 hours of simulation and above 100 mm. Panel (c) represents the size of the region where virtual potential temperature at 36m AGL is colder than 294 K, after 24 hours of simulation, for W10, W15, CTRL, W30 and W40 experiments. The quantities are calculated over the solid-line box shown in Fig. 1.

3.2.2. Sensitivity to moisture

When the lateral environment is drier than the CTRL experiment (Exp. Q85 and Q90), the precipitating system anchors further upstream, with the maximum of precipitation located over the Sea (Figure 7a). The precipitating system is less spread when the lateral moisture is weaker (Figure 8a), but rainfall is more intense (Figure 8b). The cold pool is also larger (Figure 8c), extending farther to the south (Figure 7a).

The Q100 experiment is initialised and forced with a

uniform horizontal distribution of humidity given by the central axis profile. The lateral environment in Q100 is thus more humid than the CTRL one. The Q100 experiment produces a quasi-stationary MCS with maximum of precipitation over the slopes of the Massif Central (Figure 7b) and without a significant cooling beneath the precipitating system (Figure 8c). The system shape, quite different from that of Q85, Q90 or CTRL, is less extended, mainly settled over the relief and the plains, and consists of different separated convective cells. Widespread weak

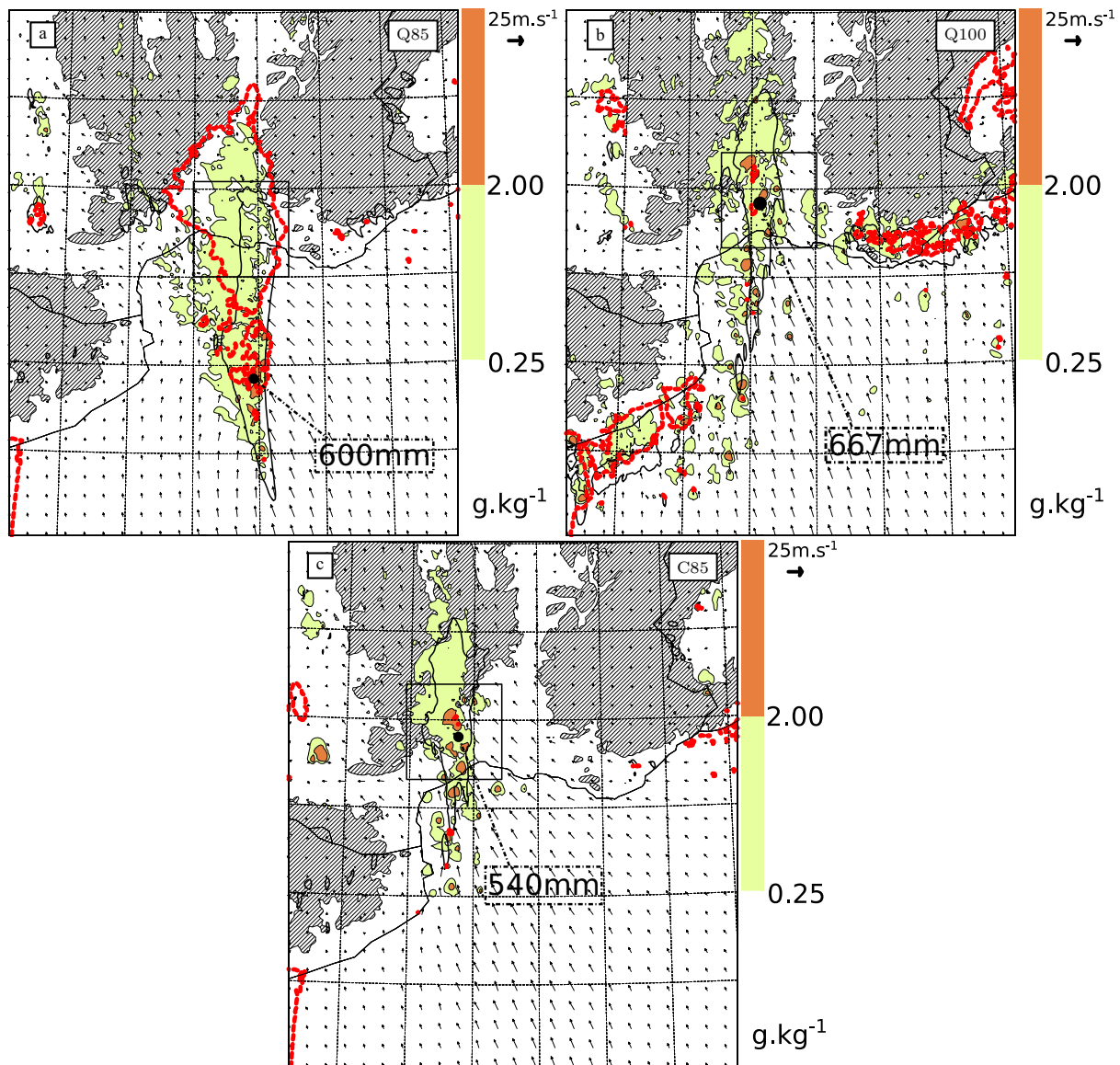


Figure 7. As Figure 4, but for (a) Q85, (b) Q100 and (d) C85 experiments.

precipitation is also simulated along the Alps and Spanish coasts. The size of the surface of precipitation region and the associated volume of precipitation are weaker than the CTRL ones (Figure 8).

For the C85 experiment the central profile values of mixing ratio are reduced by about 10% and a lateral drying is also applied to reach the lateral values of Q85 (Figure 2). It is thus a dry offset of the horizontal humidity distribution used for CTRL. With respect to CTRL and Q85, the MCS produced by C85 is less spread and the maximum of precipitation is located over the Massif Central slopes (Figure 7c). No cooling area is detected beneath the system during the quasi-stationary phase (Figure 8c). The surface affected by heavy rainfall and the precipitation volume are about half CTRL ones (Figure 8ab), although the maximum of precipitation is higher by about 110 mm.

3.2.3. Synthesis

Figure 9 presents a synthesis of the location of the maximum of precipitation with respect to the environmental flow characteristics. The heaviest precipitation is located

upstream the mountain range with a slow flow whereas with a rapid flow the heaviest precipitation is over the Massif Central slopes. In a similar way, when the lateral environment is drier, the heaviest precipitation is located upstream whereas a humid environment favours precipitation over the slopes. The cold pool is more developed when the environment is slower or drier, whereas no significant low-level cooling is obtained for rapid or moist environment. Similarities with some precipitation regimes found in previous idealised numerical studies are obtained: 1) quasi-stationary convective system over the upstream side of the ridge with no cold pool is present with large values of wind speed in CL05 and MR09; 2) the maximum of precipitation located upstream the mountain range associated with a cold pool is obtained for moderate wind speed environment in MR10 for low CAPE.

4. Discussion

The previous studies, based on purely idealised simulations, have identified several mechanisms that explain the location and intensity of the precipitation within a conditionally

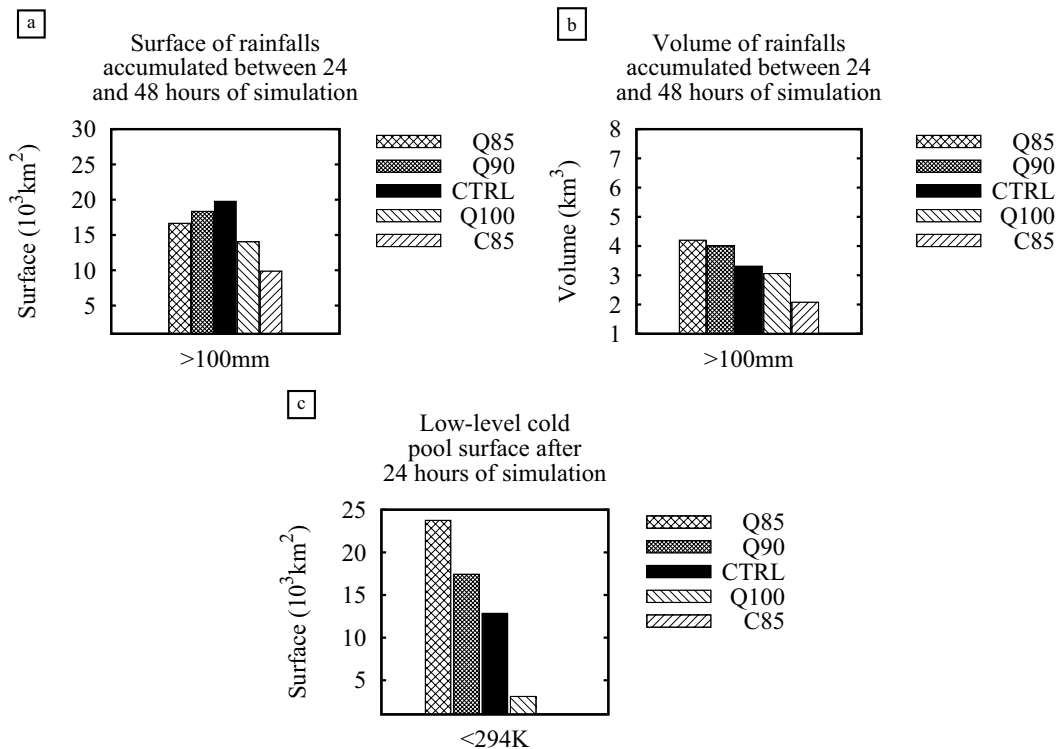


Figure 8. As Figure 6, but for Q85, Q90, CTRL, Q100 and C85 experiments.

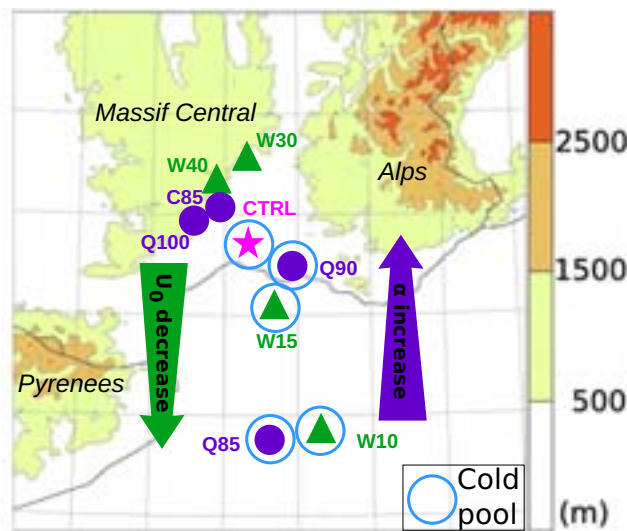


Figure 9. Location of the maximum of 24-h surface rainfall totals for the CTRL experiment (star), the wind sensitivity experiments (triangles) and the humidity sensitivity experiments (dots). Circles indicate occurrence of a stationary cold pool in the simulation. Left arrow (green one) and right arrow (purple one) respectively indicate the decrease of U_0 and the increase of α .

unstable flow impinging a mountain ridge. To which extend the conclusions of these studies apply to our more real-world idealised simulations is the question addressed in this section.

4.1. Effects of the orography

The intensity of the direct orographic lifting of the Massif Central is proportional to the speed of the impinging flow.

The higher precipitation rate in W40 than in W30 is thus consistent with more intense orographic lifting. For the other experiments with slower environmental winds, the relationship between the precipitation rate and the intensity of the direct orographic lifting is less obvious as the maximum rainfall is located upstream the mountain range. In order to highlight the role of the Massif Central, it has been removed in the MC experiment. Other parameters are identical to the CTRL ones. The maximum of precipitation is found almost at the same location in MC as in CTRL (Fig. 10a to compare to Fig. 4). Thus the direct orographic lifting is not the main triggering mechanism in the moderate to slow wind regimes. The rainfall totals are however significantly weaker than the CTRL ones and thus the Massif Central contributes to enhancing the precipitation totals.

The role of the Alps and Pyrenees is highlighted with experiments ALPS and PYREN that remove the Alps and the Pyrenees, respectively. The results of the PYREN experiment are very close to the CTRL ones for the main quasi-stationary system (Figure 10b). The main role of the Pyrenees is to prevent formation of convective cells over the southern part of Massif Central. Without the Alps, the maximum of precipitation is located at the same place than in CTRL (Figure 10c) but the volume of rainfall is reduced by about a factor 2 (Figure 11b). One common characteristic between ALPS and MC is that the cold pool spreads over a larger surface (Figure 11c), but its depth is smaller. The Alps or/and the Massif Central have thus a role in blocking the cold pool against the mountains.

The ALPS and in a less extent the PYREN experiments also point out the role of the highest and neighbouring mountain ranges (Alps and Pyrenees) in deflecting the low-level southeasterly winds. To illustrate that, Lagrangian

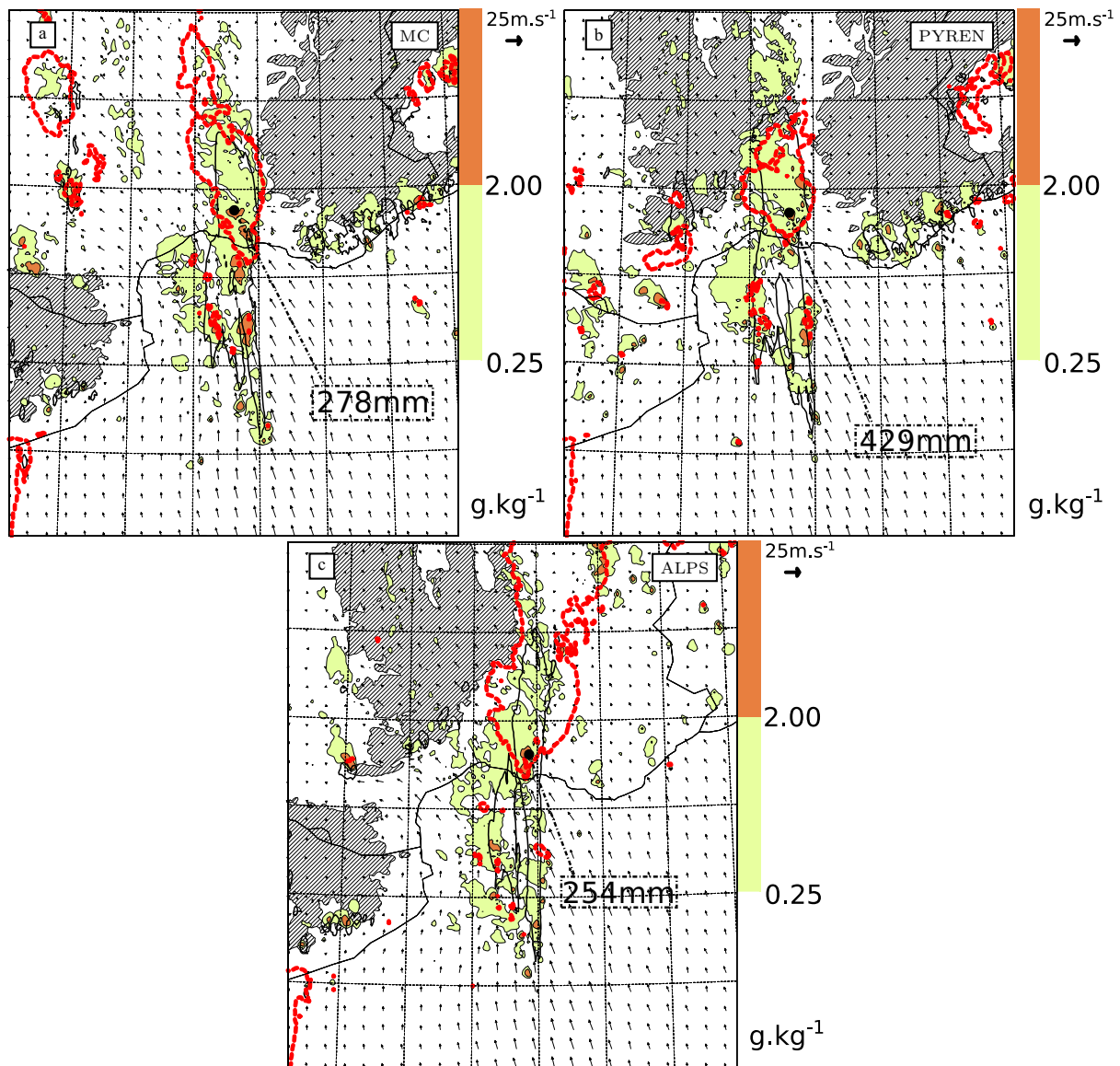


Figure 10. As Figure 4, but for (a) MC, (b) PYREN and (c) ALPS experiments.

Table II. Moist Froude number for the characteristic height of each relief (1200m for the Massif Central, 1800m for the Pyrenees and 3000m for the Alps) averaged over dotted-line boxes shown in Figure 1, after 03h.

SIMULATIONS	CTRL	W10	W15	W30	W40	Q85	Q90	Q100	C85
Massif Central	1.60	0.86	1.21	2.31	3.03	1.65	1.62	1.59	1.70
Pyrenees	0.33	0.30	0.31	0.37	0.40	0.26	0.29	0.40	0.26
Alps	0.17	0.15	0.16	0.18	0.20	0.14	0.15	0.19	0.12

parcels have been launched from 4 juxtaposed 90km-width and 500m-depth near-surface boxes in the CTRL and ALPS simulations and have been followed during 9 hours (Schär and Wernli 1993; Gheusi and Stein 2002; Figure 12). In the ALPS experiment the plumes of Lagrangian parcels have a straight path. Note that the parcels from the eastern boxes have a shorter path as the winds decrease from the central axis to the eastern side of the domain. For the CTRL experiment, the plumes from these eastern boxes deviate to the west along their path and thus evidence deflection of the flow by the Alps and resulting low-level convergence. The potential of a moist flow to go over the mountain or around can be characterised through the moist Froude number Fr_w (Chen and Lin

2005), defined as:

$$Fr_w = \frac{\int_0^{h_m} U(z) dz}{h_m \int_0^{h_m} N_v(z) dz} \quad (1)$$

with U the wind speed, h_m the characteristic height of the mountain, N_v the Brunt-Väisälä frequency for moist air.

When $Fr_w < 1$, the flow around regime is favoured, whereas it is the flow over the mountain range when $Fr_w > 1$. The moist Froude number was computed over boxes (drawn in dotted lines in Figure 1 upstream the three mountain ranges, Alps, Massif Central and Pyrenees, respectively). The characteristic heights used for Massif Central, Pyrenees and Alps are 1200 m, 1800 m and 3000

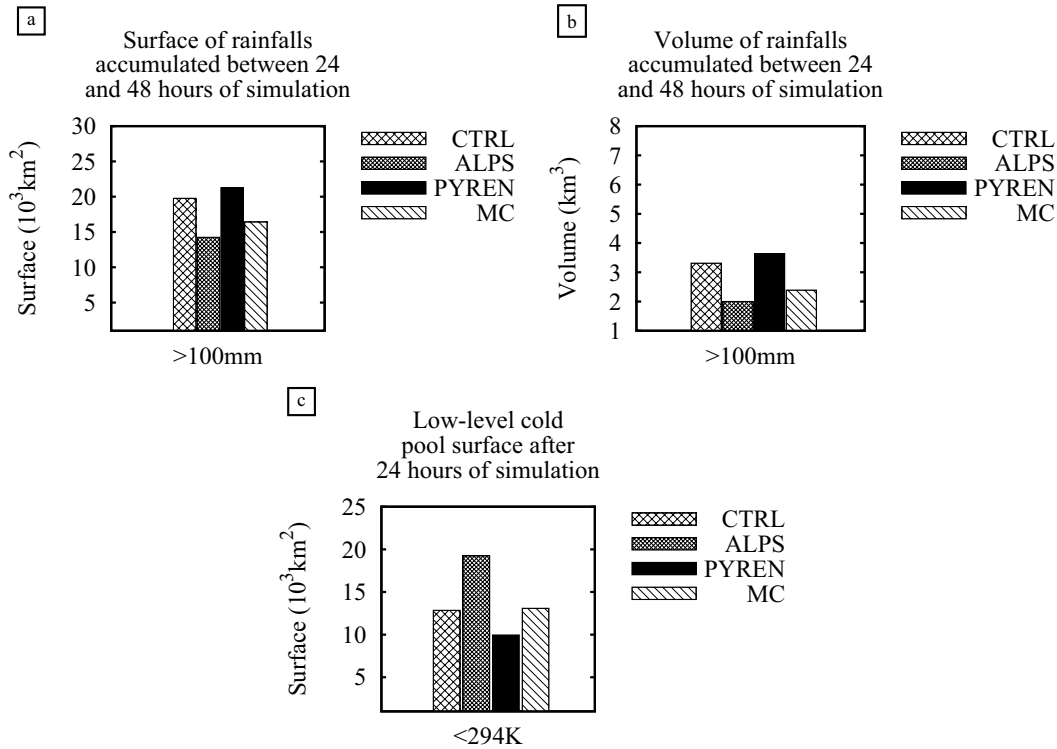


Figure 11. As Figure 6, but for CTRL, ALPS, PYREN and MC experiments.

m, respectively. The averaged values of Fr_w over the boxes are listed in Table II for all simulations. Upstream the Alps, Fr_w is smaller than 1 for all the simulations, suggesting deflection of the low-level flow around Alps in all the experiments. As expected Fr_w values are smaller when the upstream flow is slower or drier. This results in more deflection and thus low-level convergence of the flow as illustrated by the plumes of parcels for the Q85 simulation (Figure 12).

The Froude number of the flow facing the Massif Central is for most of the simulations larger than 1 and always larger than the values for the Alps and Pyrenees, due to a smaller mountain height and larger winds and humidity in the central part of the flow facing the Massif Central. Flow over Massif Central is thus favoured in all simulations except for the W10 simulation.

4.2. Low-level cold pool

Besides the direct orographic forcing and the deflection-induced low-level convergence, the low-level cold pool is another lifting mechanism that operates in the simulations. The cold pool forces the low-level air parcels at its leading edge up to their level of free convection. In order to illustrate this mechanism, 6-hour backward trajectories for parcels selected at 9-km altitude in the convective part of the system have been performed (Schär and Wernli 1993; Gheusi and Stein 2002). These backward trajectories indicate the past evolution of a selected particle. Figure 13 shows such a trajectory for the Q85 experiment which is the experiment with the largest cold pool. 6-hour prior, the parcel was within the very low layer in the southeastern side of the domain. The parcel was transported at the same level by the environmental southeasterly winds until it encountered the leading edge of the cold pool where it was lifted up to 9 km in less than 30 minutes.

This cold pool is due to rainfall evaporation in the sub-saturated layer beneath the convective system. In-line budgets have been performed within the simulated convective systems to quantify the rainfall evaporation and its impact on the cold pool strength. Rain evaporation and thus cooling are maximum around 1.5-km altitude (Figure 14a). The maximum cooling rate is obtained for the Q85 experiment in agreement with the coldest and largest cold pool obtained for this simulation. As Q100 is less sub-saturated than the Q85, Q90 and CTRL experiments, the cooling rate is significantly weaker in Q100 in agreement with a less developed cold pool. For the C85 experiment, although the environment is more sub-saturated than the CTRL one, the cooling rate is weaker (Figure 14). This can be explained by less convective activity and thus less rainfall to evaporate (Figure 7c).

4.3. Parameter study

Even though in all simulations a stationary convective system is obtained, the dominant lifting mechanism is different from a simulation to another. The dominant lifting mechanism is strongly related to the location of the system (over/upstream the mountain). In the 2D idealised simulations of MR09, the location of the cells was explained by the ratio between the advective time scale $\tau_a = a/U$ (with a the width of the mountain ridge) to the time scale representative to the convective cell $\tau_c = h_t/CAPE^{1/2}$ (with h_t the tropopause height). The intensity of the rainfall was related to τ_a/τ_c , h_m/LFC (triggering needed) and Uh_m/a (orographic forcing).

These parameters have been estimated in our study for upstream conditions. The central part of the low-level flow is considered as upstream conditions (dashed box in Fig. 1). Table III lists the values of several parameters

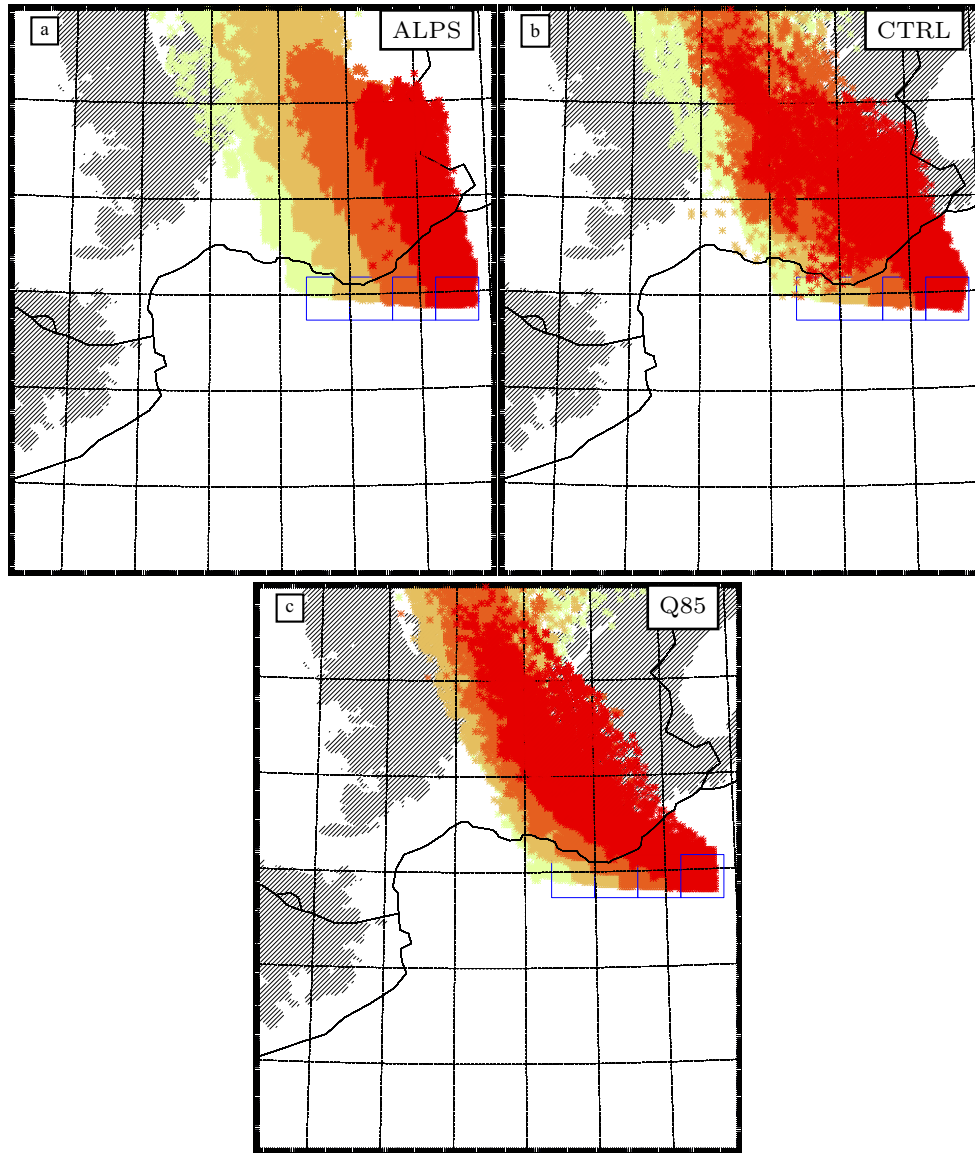


Figure 12. Time series (9h-duration) of plumes of Lagrangian parcels originally in boxes of 90 km width, at 18h, for (a) ALPS, (b) CTRL and (c) Q85 experiments. Orography above 500m is hatched.

Table III. Level of free convection (LFC), Convective available potential energy (CAPE), Downdraft convective available potential energy (DCAPE), $CAPE^{\frac{1}{2}}/U$, $DCAPE^{\frac{1}{2}}/U$ and $N_v LFC/U$ for the upwind profile averaged over the dashed-line domain shown in Figure 1, after 24 hours of simulation.

SIMULATIONS	CTRL	W10	W15	W30	W40	Q85	Q90	Q100	C85
LFC (hPa)	980	980	980	980	980	979	980	980	967
CAPE ($J.kg^{-1}$)	752	640	698	875	976	765	774	740	358
DCAPE ($J.kg^{-1}$)	219	228	221	220	206	212	215	234	245
$CAPE^{\frac{1}{2}}/U$	1.38	2.53	1.76	0.96	0.75	1.36	1.36	1.36	0.87
$DCAPE^{\frac{1}{2}}/U$	0.74	1.51	0.99	0.49	0.36	0.73	0.73	0.77	0.78
$N_v LFC/U$	0.22	0.53	0.33	0.12	0.08	0.22	0.22	0.23	0.22

characterising the upstream conditions: the Level of Free Convection (LFC), CAPE, Downdraft Convective Available Potential Energy (DCAPE), $CAPE^{\frac{1}{2}}/U$, $DCAPE^{\frac{1}{2}}/U$ and $N_v LFC/U$. $CAPE^{\frac{1}{2}}/U$ is proportional to τ_a/τ_c as a and h_t do not vary in our simulations. The location of the precipitating systems seems, on the whole, correlated to τ_a/τ_c as proposed by MR09 (Tab. III). The convective system is located upstream the mountain slope for the larger values of the ratio (W10, W15, CTRL, Q90) and over the

mountain slopes for the smaller values of the ratio (W40, C85, W30). With large values of U (W30, W40), there is not enough time for development of the convective updraughts and downward transport of parcels to cool significantly before they reach the mountain range. No cold pool is thus present. In addition, deflection by the Alps is not favoured with large wind values. The direct orographic forcing is thus the dominant lifting mechanism. It is worth mentioning that CAPE value increases with wind speed

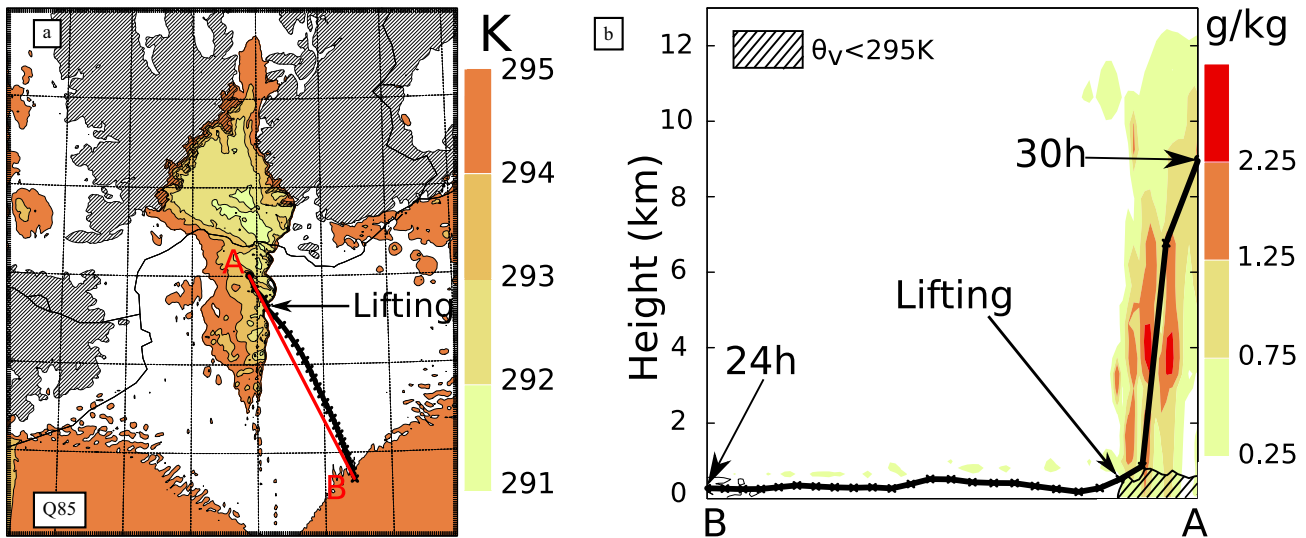


Figure 13. Panel (a) depicts 6-hour backward trajectory of a parcel at 9 km, in the convective part, after 30h of simulation superimposed to virtual potential temperature at 36 m AGL. Panel (b) depicts its projection along the vertical cross section A-B superimposed to the total hydrometeor content (coloured areas) and to $\theta_v < 294$ K. Orography above 500m is shown hatched in (a).

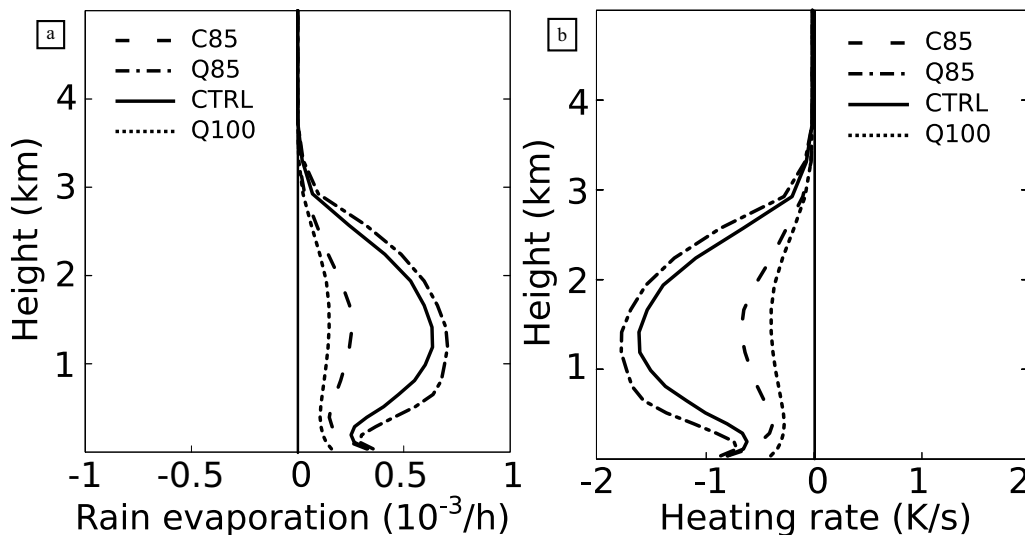


Figure 14. Rainfall evaporation contribution to (a) the water vapour budget and to (b) the temperature budget of C85, Q85, CTRL and Q100 experiments, respectively computed for boxes shown in Figure 7c, Figure 7a, Figure 4 and Figure 7b, after 24h.

in our experiments, even though the same thermodynamic conditions are applied at lateral boundaries. This results from the increase with wind of latent heat and sensible heat surface fluxes along the low-level parcel paths over the sea domain that further destabilise the near upstream conditions. With low to moderate values of U (W10, W15, CTRL), there is more time for convective cells to develop and for the cold-pool to form by evaporation of rain from the precipitating convective cells. The main mechanism for continuous cell development is thus the lifting at the leading edge of the cold pool.

For the C85 experiment, the uplift required to trigger convection is more important than for the other experiments, as LFC value for C85 is the highest. Enough orographic lifting is thus needed to trigger convection. In addition, as CAPE is weaker, convective updraughts are also weaker and convective cells take more time to develop with respect to the advective time. However, for the other experiments varying the humidity (Q85, Q90, CTRL, Q100), location and intensity of the convective systems are

not simply linked to τ_a/τ_c , h_m/LFC (triggering needed), Uh_m/a (orographic forcing) as proposed initially in MR09. These experiments have indeed almost the same values of these parameters, but different location of the heaviest precipitation. Noting that quasi-stationary cold-pool and convective systems are obtained when the density current and the environmental flow approximately counterbalance each other, MR10 suggested that two other non-dimensional parameters have to be considered, especially with lower CAPE environment: $DCAPE^{1/2}/U$ which represents a measure of the propagation of the cold pool with respect to the environment flow advection and $N_v LFC/U$, a measure of the flow deceleration induced by the cold pool; MR10 found that for low CAPE, these two parameters have a specific value in simulations where the density current and the environmental flow approximately counterbalance each other. However, in our simulations, same location of the convective system and strength of the cold pool are obtained with very different values of $DCAPE^{1/2}/U$ and *vice-versa*, different location of the convective system and

strength of the cold pool are obtained with the same value of $DCAPE^{\frac{1}{2}}/U$ and $N_v LFC/U$ (Q85, Q90, CTRL). In addition, simulations with more intense cold-pools have not necessarily the largest DCAPE and thus the largest ratio $DCAPE^{\frac{1}{2}}/U$. These results confirm that it is not possible to determine from only the five adimensional parameters proposed by MR10 the location and intensity of the convective system in our more complex idealised environment. These differences between MR09/MR10 and our study can arise from different upstream soundings. The low-level convergence induced by the neighbouring mountain ranges is missing in the MR09/MR10 idealised framework. In addition, MR09/MR10 used an uniform horizontal environment whereas it is not the case in our simulations. It is thus more difficult to define a single value for each adimensional parameter characterising the simulations. For instance, we also calculated these parameters (not shown) in the dotted boxes upstream Alps and Pyrenees seen in Figure 1. The parameter values for these boxes are quite different from those over the central axis. For instance, for the CTRL experiment, CAPE and DCAPE are larger by more than 150 J kg^{-1} for the Alps box, whereas LFC is slightly higher. Nevertheless, same values of $DCAPE^{\frac{1}{2}}/U$ and $N_v LFC/U$ are still found for experiments having different location and strength of the cold pool (Q85, Q90, CTRL).

5. Conclusion

The present study examines the interaction of a moist conditionally unstable flow with the Northwestern Mediterranean complex terrain, based on idealised simulations. Sensitivity experiments were carried out to study the influence of the characteristics of the impinging flow. Two different location and characteristic of the quasi-stationary mesoscale convective system were obtained: I) heaviest precipitation over the Massif Central slopes and II) quasi-stationary convective system associated with a cold pool located upstream the mountain range. The system over mountain slope regime is obtained with rapid flow facing the Massif Central or moist environment. Slower flow or drier lateral environment favour systems over plain or Mediterranean Sea.

The dominant mechanisms underlying these two types of MCS regime are: i) direct orographic triggering for systems over the Massif Central and ii) cold-pool triggering for upstream systems. In addition, the neighbouring mountains interplay through deflection of the flow and low-level convergence enhancement favoured by slow or dry lateral environment. They also contribute to cold pool blocking within valley. Our more “real-world” idealised simulations with respect to past highly idealised experiments allow to highlight such contribution. Both the true terrain and the non-uniform flow are mandatory. It is therefore difficult to summarise the relationship between the flow characteristics and the location and intensity of the precipitating system by a few adimensional numbers.

This present study focused only on some characteristics of the low-level flow impinging the Cévennes region (southeastern part of the Massif Central). To enlarge these results, it would be interesting to consider other factors controlling the location and intensity of heavy precipitation over this area by performing additional sensitivity experiments. For instance, a sheared flow (with vertical wind shear both in speed and direction instead of a vertically

uniform wind) could be introduced as initial conditions. Indeed, it is recognised that rotation of winds with altitude can favour the decoupling of inflow/updraughts and precipitation/downdraughts and therefore the maintenance of convective systems. Furthermore, the sensitivity to the position and direction of the low-level jet with respect to the Massif Central could be studied by slightly veered or shifted northeastwards or southwestwards the maximum wind and humidity axis (*i.e.* turned around or uncentered with respect to the Cévennes region). These results will be examined and discussed in forthcoming papers.

Despite a simplified low-level flow, this study suggests that a good description of the mesoscale characteristics of the impinging flow over the Northwestern Mediterranean region is a key for accurate prediction of location of the quasi-stationary precipitating systems. It is one goal of the HyMeX (<http://www.hymex.org>) field campaign in fall 2012 dedicated to the study of heavy precipitation in Northwestern Mediterranean. The present study guides the design of the research instrument deployment plan within HyMeX.

Acknowledgements

This work has been sponsored by the MISTRALS/HyMeX program. The authors thank the Meso-NH support team for its help in using the Meso-NH model. The authors are grateful to reviewers for their pertaining remarks and careful reading.

References

- Bougeault P, Lacarrère P. 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Weather Rev.* **117**: 1870–1888.
- Bousquet O, Smull B. 2003. Observations and impacts of upstream blocking during a widespread orographic precipitating event. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **129**(588): 391–409.
- Bluestein H.B, Jain M.H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.* **42**(16): 1711–1732.
- Bresson R, Ricard D, Ducrocq V. 2009. Idealized mesoscale numerical study of Mediterranean heavy precipitating convective systems. *Meteorol. Atmos. Phys.* **103**: 45–55.
- Buzzi A, Foschini L. 2000. Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region. *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**: 131–146.
- Buzzi A, Tartaglione N, Malguzzi P. 1998. Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of the orography and moist processes. *Mon. Weather Rev.* **126**: 2369–2383.
- Caniaux G, Redelsperger J, Lafore J. 1997. A numerical study of stratiform region of a fast-moving squall line. Part I: General description and water and heat budgets. *J. Atmos. Sci.* **51**: 2046–2074.
- Carpenter K. 1982. Note on the paper: Radiational condition for the lateral boundaries of limited-area numerical models by MJ Miller and AJ Thorpe. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **108**: 717–719.
- Chen C, Lin Y. 2005. Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorol. Atmos. Phys.* **88**: 1–21.
- Chu C, Lin Y. 2000. Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional unstable flow. *J. Atmos. Sci.* **57**: 3817–3837.
- Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger J.L. 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**: 1–30.
- Davies H. 1976. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **102**: 405–418.
- Delrieu G, Nicol J, Yates E, Kirstetter P, Creutin J, Anquetin S, Obled C, Saulnier G, Ducrocq V, Gaume E, Payrastré O, Andrieu

- H, Ayral P, Bouvier C, Neppel L, Livet M, Lang M, Parent-du-Châtelet J, Walpersdorf A, Wobrock W. 2005. The catastrophic flash-flood event of 8–9 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *J. Hydrometeorol.* **6**: 34–52.
- Ducrocq V, Nuissier O, Ricard D, Lebeaupin C, Thouvenin T. 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 131–145.
- Duffourg F, Ducrocq V. 2011. Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **11**: 1163–1178.
- Georgis J, Roux F, Chong M, Pradier S. 2003. Triple-Doppler radar analysis of the heavy rain event observed in the Lago Maggiore region during MAP IOP2b. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **129**(588): 495–522.
- Gheusi F, Stein J. 2002. Lagrangian description of airflows using eulerian passive tracers. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **129**(579): 337–360.
- Houze RJ. 1993. *Cloud dynamics, International Geophysics*, vol. 53. Academic press.
- Lafore J, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fisher C, Hereil P, Mascart P, Pinty J, Redelsperger J, Richard E, Vila-Guerau de Arellano J. 1998. The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.* **16**: 90–109.
- Lebeaupin C, Ducrocq V, Giordani H. 2006. Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high resolution numerical forecasts. *J. Geophys. Res.* **111**: 1–19.
- Levitus S. 1982. Climatological Atlas of the World Ocean. Technical Report 13, NOAA Professional Paper.
- Lin Y. 1993. Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean* **4**: 381–420.
- Lin Y, Chiao S, Wang T, Kaplan M, Weglarz R. 2001. Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather and Forecasting* **16**: 633–660.
- Miglietta M, Rotunno R. 2009. Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge. *J. Atmos. Sci.* **66**: 1865–1885.
- Miglietta M, Rotunno R. 2010. Numerical simulations of Low-CAPE Flows over a Mountain Ridge. *J. Atmos. Sci.* **67**: 2391–2401.
- Mlawer E, Taubman S, Brown P, Iacono M, Clough S. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for long-wave. *J. Geophys. Res.* **102D**: 16 663–16 682.
- Nuissier O, Ducrocq V, Ricard D, Lebeaupin C, Anquetin S. 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 111–130.
- Nuissier O, Joly B, Joly A, Ducrocq V, Arbogast P. 2011. A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**: 1812–1827.
- Pinty J, Jabouille P. 1998. A mixed-phased cloud parametrization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: Simulations of a squall line and orographic precipitation. *Pp 217–220 in Preprints, Conference on Cloud Physics, Everett, WA. Amer. Meteorol. Soc.: Boston.*
- Pradier S, Chong M, Roux F. 2002. Radar observations and numerical modelling of a precipitating line during MAP IOP5. *Mon. Weather Rev.* **130**: 2533–2553.
- Ricard D. 2005. Modélisation à haute résolution des pluies intenses dans les Cévennes : le système convectif des 13 et 14 octobre 1995. *La Météorologie* **42**: 28–38.
- Ricard D, Ducrocq V, Auger L. 2011. A climatology of mesoscale environment associated with heavy precipitating events over a northwestern mediterranean area. *J. Appl. Meteorol. Clim.* [qj.00010.1175/JAMC-D-11-017.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-017.1).
- Rotunno R, Ferretti R. 2001. Mechanisms of intense Alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.* **58**: 1732–1749.
- Schär C, Wernli H. 1993. Structure and evolution of an isolated semi-geostrophic cyclone. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **119**(509): 57–90.
- Smith R. 1979. The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.* **21**: 87–230.

Chapitre 5

Conclusion sur l'étude numérique idéalisée d'événements sur le sud-est de la France

Cette étude avait pour but de mieux comprendre la relation entre les caractéristiques du flux humide conditionnellement instable et la localisation ainsi que l'intensité du système convectif quasi-stationnaire au moyen de simulations idéalisées de systèmes convectifs quasi-stationnaires affectant la région cévenole. Le modèle MESO-NH dans une configuration idéalisée est utilisé comme laboratoire numérique pour explorer et analyser cette relation. La configuration des simulations, bien qu'idéalisée, intègre les caractéristiques et particularités majeures des événements dits « Cévenols ». D'une part, elle inclut la topographie complexe de la région, à savoir trois massifs montagneux (Alpes, Massif Central et Pyrénées, d'est en ouest) entourant la Méditerranée nord-occidentale. D'autre part, elle impose un flux à meso-échelle humide et conditionnellement instable, large d'environ une centaine de kilomètres, perpendiculaire au relief moyen de la chaîne montagneuse Cévennes-Vivarais.

Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à l'impact de la vitesse du flux. Plus la vitesse du flux est importante, plus le système est en aval du flux, plus il est précipitant et moins il y a de refroidissement sous orage par évaporation des précipitations. Le volume des précipitations et l'étendue affectée par les forts cumuls augmentent avec la vitesse du flux. Une seconde série d'expériences de sensibilité a porté sur la distribution spatiale du contenu en vapeur d'eau du flux. D'abord, nous avons fait varier le gradient horizontal du flux. Plus le gradient est fort (*i.e.* plus l'assèchement latéral est important), plus le système est en amont du flux, avec une plage froide sous orage plus étendue et plus intense. Ensuite, nous avons asséché le flux, tout en conservant un gradient horizontal similaire à celui de la simulation de référence et nous avons obtenu un MCS quasi-stationnaire sur le Massif Central, sans refroidissement sous orage. De ces tests de sensibilité sont ressortis deux régimes de MCSs : I) ceux avec de très forts cumuls de précipitation sur les pentes du relief et II) ceux en amont du relief, sur plaine ou sur mer, avec un courant de densité stationnaire (Figure 5.1).

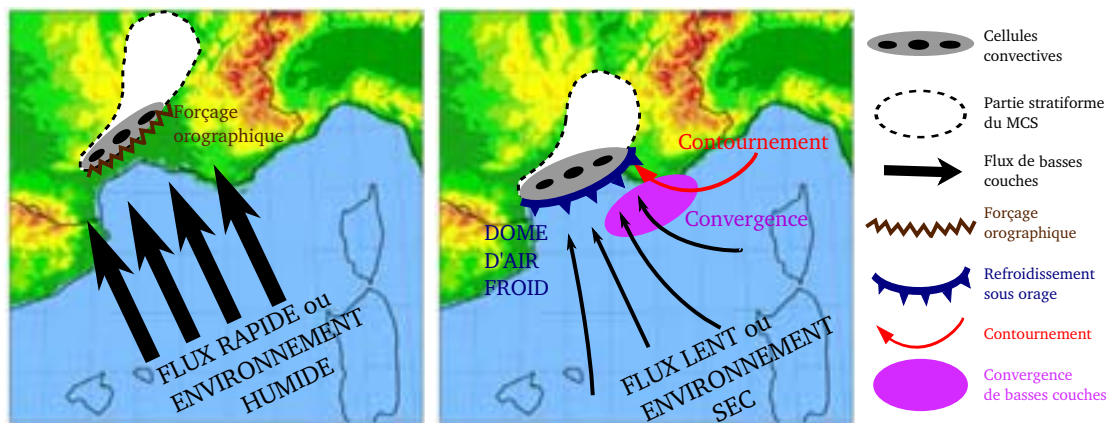


FIG. 5.1: Schéma récapitulatif du lien entre les caractéristiques du flux de basses couches, les mécanismes et la localisation du système fortement précipitant.

Pour mieux comprendre le rôle des différents reliefs, nous avons réalisé une troisième série d'expériences de sensibilité : nous avons supprimé une à une les trois chaînes de montagne. Nous avons alors constaté que les Alpes produisaient un contournement du flux de basses couches. Ce contournement est d'autant plus marqué que le flux faisant face aux Alpes est lent ou l'environnement est sec. Le Massif Central et les Alpes jouent aussi un rôle dans le blocage du dôme froid dans la vallée du Rhône, qui produit un courant de densité plus épais.

L'analyse de l'ensemble de ces expériences de sensibilité au moyen de suivis lagrangiens des particules, de bilans et de diagnostics a permis de mettre en évidence les mécanismes expliquant la localisation du système précipitant. Un flux rapide ou un environnement humide favorise le développement de systèmes convectifs quasi-stationnaires sur les pentes du relief du Massif Central (régime I). Le forçage orographique direct est alors le principal mécanisme de déclenchement et d'entretien de la convection profonde. Un flux lent ou un environnement sec favorise des systèmes convectifs quasi-stationnaires en amont du relief du Massif Central (régime II) pour lesquels le forçage orographique direct n'est plus le mécanisme principal d'entretien de la convection. Ces systèmes quasi-stationnaires sont auto-entretenus par le soulèvement induit sur le bord d'attaque du dôme d'air froid sous le système précipitant. Le relief complexe de la région contribue également à l'intensification de ce forçage en limitant l'étalement de la plage froide à la vallée du Rhône et en renforçant la convergence de basses couches par effet de déviation du flux par les Alpes. Cette analyse a montré aussi les limites des études résumant en quelques nombres adimensionnels la relation entre les régimes de précipitation et les caractéristiques du flux conditionnellement instable face à la montagne, telles que celles de Chu et Lin (2000), Chen et Lin (2005a,b) et Miglietta et Rotunno (2009, 2010).

Troisième partie

Étude de l'événement exceptionnel du Var le 15 juin 2010

Chapitre 6

Description de l'événement

Sommaire

6.1	Situation météorologique	57
6.1.1	Évolution de l'environnement météorologique	57
6.1.2	Chronologie de l'événement	61
6.2	Le 15 juin 2010 prévu par les différents modèles de prévision numérique du temps	65
6.2.1	Les prévisions des modèles opérationnels	66
6.2.2	AROME-WMED : Version expérimentale du modèle AROME sur la Méditerranée occidentale	69
6.3	Conclusion	70

Au cours de la journée du 15 juin 2010, la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur (PACA) a été affectée par un épisode très fortement précipitant. Le Var a été le département le plus sévèrement touché avec des cumuls de pluie très importants en moins de 24 heures : dans les environs de Draguignan, des maxima de l'ordre de 400 mm ont été relevés localement (Figure 6.1). Des inondations catastrophiques et des glissements de terrain ont résulté de ces très fortes pluies, provoquant de lourds dégâts matériels ainsi que le décès de vingt-cinq personnes.

Ce chapitre débute par une description générale de l'événement et de la situation météorologique pour continuer sur une revue des prévisions de l'événement faites par les différents systèmes de Prévision Numérique du Temps (PNT) opérationnels à la date du 15 juin 2010.

6.1 Situation météorologique

6.1.1 Évolution de l'environnement météorologique

L'évolution de l'environnement météorologique entre le 15 juin 2010 à 00 UTC et le 16 juin 2010 à 00 UTC est présentée à partir des analyses du modèle ARPEGE sur les Figures 6.2 et 6.3. Le contexte météorologique en altitude est décrit par le géopotential à 500

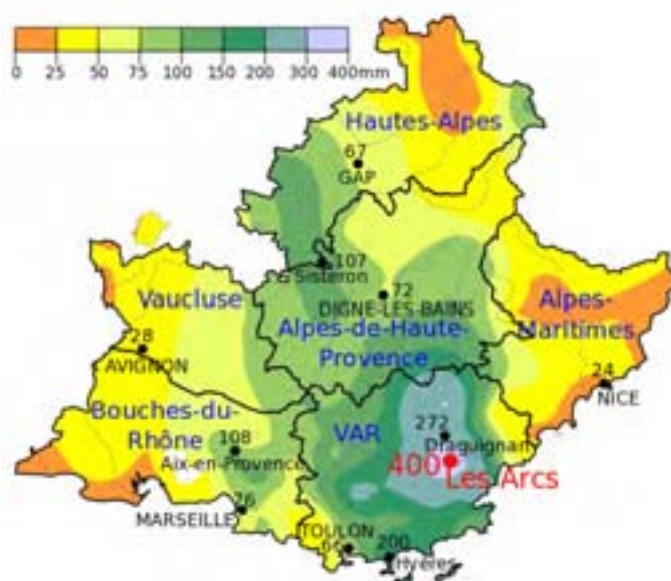


FIG. 6.1: Cumul des précipitations entre le 15 juin 2010 à 06 UTC et le 16 juin 2010 à 06 UTC (*mm*) sur les six départements de la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur (indiqués en bleu). Les valeurs des cumuls sont indiquées pour les principales villes de la région. [Source : Météo-France. Les préfectures sont notées en majuscules.]

hPa, le flux à 500 hPa et la surface de la 2 PVU¹ (Figure 6.2). La Figure 6.3 montre, sur une zone centrée sur la mer Méditerranée occidentale, les paramètres de basses couches suivants : la pression au niveau de la mer, le vent à 925 hPa et la température potentielle du thermomètre mouillé (θ'_w) à 925 hPa.

Au cours de la journée du 14, un talweg d'altitude se positionne sur l'ouest de la France suivant un axe Royaume-Uni/Afrique du Nord, matérialisé par la ligne rouge pointillée sur la Figure 6.2a. Il induit alors un flux de sud-ouest en altitude au-dessus de la mer Méditerranée occidentale. Ce talweg est associé à une anomalie de tropopause sur l'ouest de la France et à une anomalie secondaire sur le nord du Maroc, comme le montre la surface à 2 PVU inférieure à 8 km. Dans le même temps, la côte nord de l'Afrique est sous l'influence d'un air chaud et humide dans les basses couches, représentée par une θ'_w supérieure à 16 °C (Figure 6.3a). Une zone de basse pression au niveau de la mer, associée à cette zone de θ'_w importante, induit un vent de basses couches de sud remontant sur la Sardaigne.

Dans la nuit du 14 au 15, l'axe du talweg tourne lentement dans le sens anti-horaire. Le flux d'altitude devient alors de sud-sud-ouest et l'anomalie secondaire se déplace vers l'est, sur l'Algérie (Figure 6.2b). Dans les basses couches, ce mouvement lent du talweg entraîne un déplacement vers le nord de la zone de basse pression et de l'air chaud et humide associé (Figure 6.3b). Par conséquent, la circulation de basses couches à l'ouest de la Sardaigne et de la Corse bascule en flux marqué de sud.

Durant la matinée du 15, le talweg continue de basculer pour prendre à 12 UTC une orien-

¹PVU pour Potential Vorticity Unit ; la tropopause dynamique étant définie comme la surface correspondant à une valeur de tourbillon potentiel de 2 PVU.

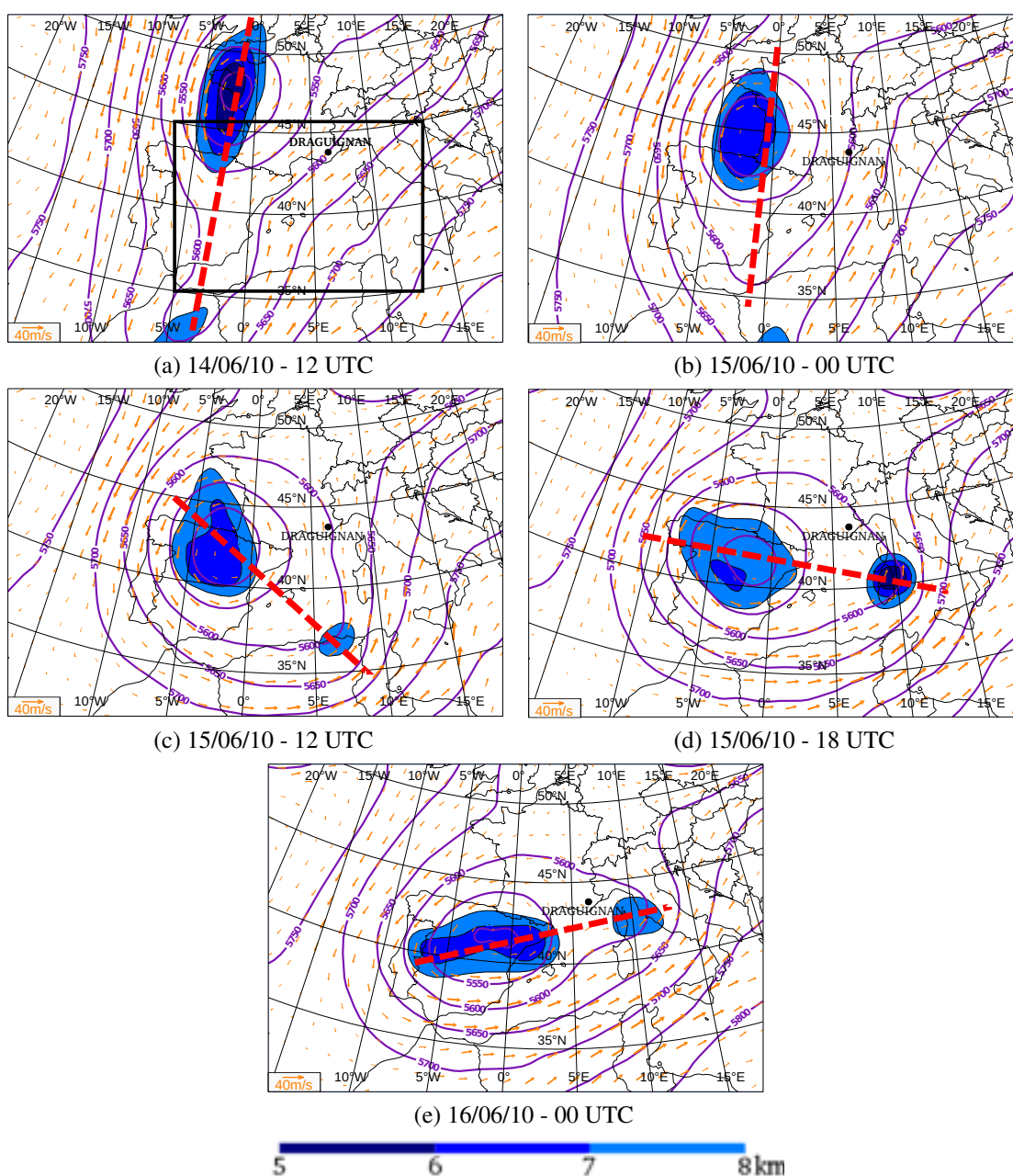


FIG. 6.2: Analyses issues du modèle ARPEGE en altitude le 14/06/10 à 12 UTC (a), le 15/06/10 à 00 UTC (b), 12 UTC (c), 18 UTC (d) et le 16/06/10 à 00 UTC (e) : géopotentiel à 500 hPa (isocontours, m), axe du talweg (trait tireté rouge), vent à 500 hPa (flèches, $m.s^{-1}$), altitude de la surface de la 2 PVU (plages de couleurs, km). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

tation nord-ouest/sud-est (Figure 6.2c). Il en résulte une divergence d'altitude, visible par l'écartement des isohypses au-dessus du nord-ouest de l'Italie. L'anomalie de tropopause se déplace avec le basculement du talweg : elle descend au sud sur la moitié nord de l'Espagne. Ceci induit une avancée progressive vers le nord de la zone de basse pression au niveau de la mer accompagnée d'un creusement (Figure 6.3c). L'air chaud et humide dans

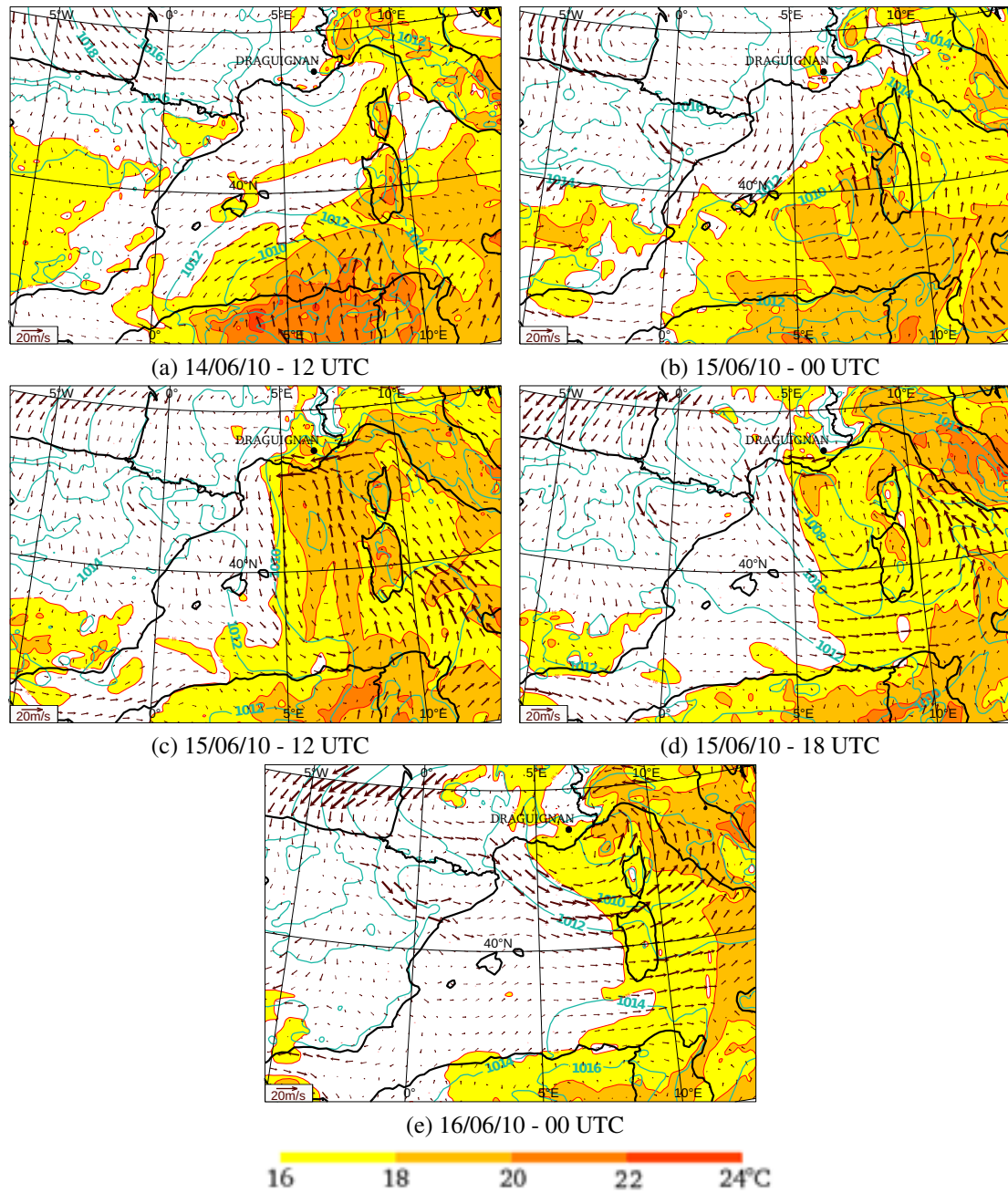


FIG. 6.3: Analyses issues du modèle ARPEGE en surface le 14/06/10 à 12 UTC (a), le 15/06/10 à 00 UTC (b), 12 UTC (c), 18 UTC (d) et le 16/06/10 à 00 UTC (e) : pression au niveau de la mer (contours, hPa), vent à 925 hPa (flèches, m.s^{-1}), θ'_w à 925 hPa (plages de couleurs, $^{\circ}\text{C}$). Ces figures sont réalisées dans le domaine représenté par le rectangle noir sur la Figure 6.2a. La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

les basses couches est alors advecté vers le nord et entre dans les terres sur le sud-est de la France. L'analyse ARPEGE à 12 UTC montre alors la convergence vers le sud-est de la France d'un jet de basses couches de sud qui se renforce, à l'ouest de la Corse et de la Sardaigne, et d'un flux de basses couches d'est dans le golfe de Gênes.

Durant l'après-midi du 15, le basculement du talweg se poursuit. La divergence d'altitude, au-dessus des Alpes, reste marquée et maintient le jet de sud en altitude (Figure 6.2d). Dans les basses couches, l'advection de l'air chaud et humide par le vent de basses couches sur le sud-est de la France s'atténue. La zone de basse pression en surface se creuse et bascule pour prendre une orientation sud-est/nord-ouest (Figure 6.3d). Les forts vents sont alors déplacés plus au sud et plus à l'est. Dans le même temps, le vent venant des terres, au niveau du couloir du Mistral (à l'ouest du Var), se renforce et bascule d'une composante nord à nord-est (tramontane) au cours de l'après-midi.

En fin de journée et dans la nuit, le talweg s'oriente selon un axe Espagne/Corse, le flux d'altitude prend une direction est-nord-est et la zone dépressionnaire au sud du Var s'évacue lentement vers le golfe de Gênes en se comblant (Figures 6.2e et 6.3e).

Les conditions tant en altitude (jet de sud persistant et environnement synoptique évoluant lentement) que dans les basses couches (flux de secteur sud-est et apport d'air chaud et instable) sont favorables au développement et au maintien de la convection profonde sur un axe Var-large Sardaigne-Corse dans la matinée du 15 juin. L'après-midi, l'analyse ARPEGE indique une situation plus dynamique avec une alimentation en air chaud et humide repoussée sur l'Italie.

6.1.2 Chronologie de l'événement

Dans la nuit du 15 juin 2010, une zone convective s'étendant du Var à la Tunisie s'évacue vers l'est (Figures 6.4a et 6.4b). A l'arrière, des cellules convectives se développent sur mer, entre l'Espagne et les îles des Baléares (A) et sur le nord de l'Afrique (B). Les cellules convectives (A) s'organisent en un système convectif de méso-échelle tout en progressant vers les côtes des Bouches-du-Rhône et du Var (Figure 6.4c). La convection profonde (B) se développe aussi sur les côtes algériennes, les deux systèmes (A) et (B) étant reliés par une ligne nuageuse Nord/sud. Les premières précipitations importantes sont alors observées sur le sud-est de la France, représentées par de très fortes réflectivités radar, dépassant 48 dBz (Figure 6.5a). Sur la Figure 6.5a, sont superposées les observations de vent à 10m sur terre et les quelques observations des bouées Météo-France (Golfe du Lion, Côte d'Azur) et des bateaux sur mer. Ces observations indiquent un vent de nord-ouest dans le golfe du Lion, de sud-est au large de la Corse et de nord-est dans le golfe de Gênes (Figure 6.5a). Au bout de quelques heures, l'amas convectif au nord de l'Algérie (B) s'étend dans une direction sud/nord vers les côtes françaises sous l'influence d'un flux de sud en altitude ainsi que l'amas convectif au large de l'Algérie et de la Tunisie (C - Figure 6.4d). Dans le même temps, le système au sud-est de la France (A) devient quasi-stationnaire sur le département du Var. Le système prend alors une forme en V caractéristique des systèmes convectifs de méso-échelle à régénération rétrograde. A ce moment-là, une ligne sud-nord très active est observée par les radars (Figure 6.5b). La circulation en basses couches se maintient avec une intensification du flux de contournement des Alpes associée à un renforcement des entrées d'est sur le Var et les Alpes-Maritimes.

En milieu de journée, le système (A) est toujours quasi-stationnaire sur le Var. Les deux amas convectifs venant d'Afrique du Nord fusionnent (BC) en remontant vers les côtes françaises. Un autre système se développe sur la côte nord de la Tunisie (D) (Fi-

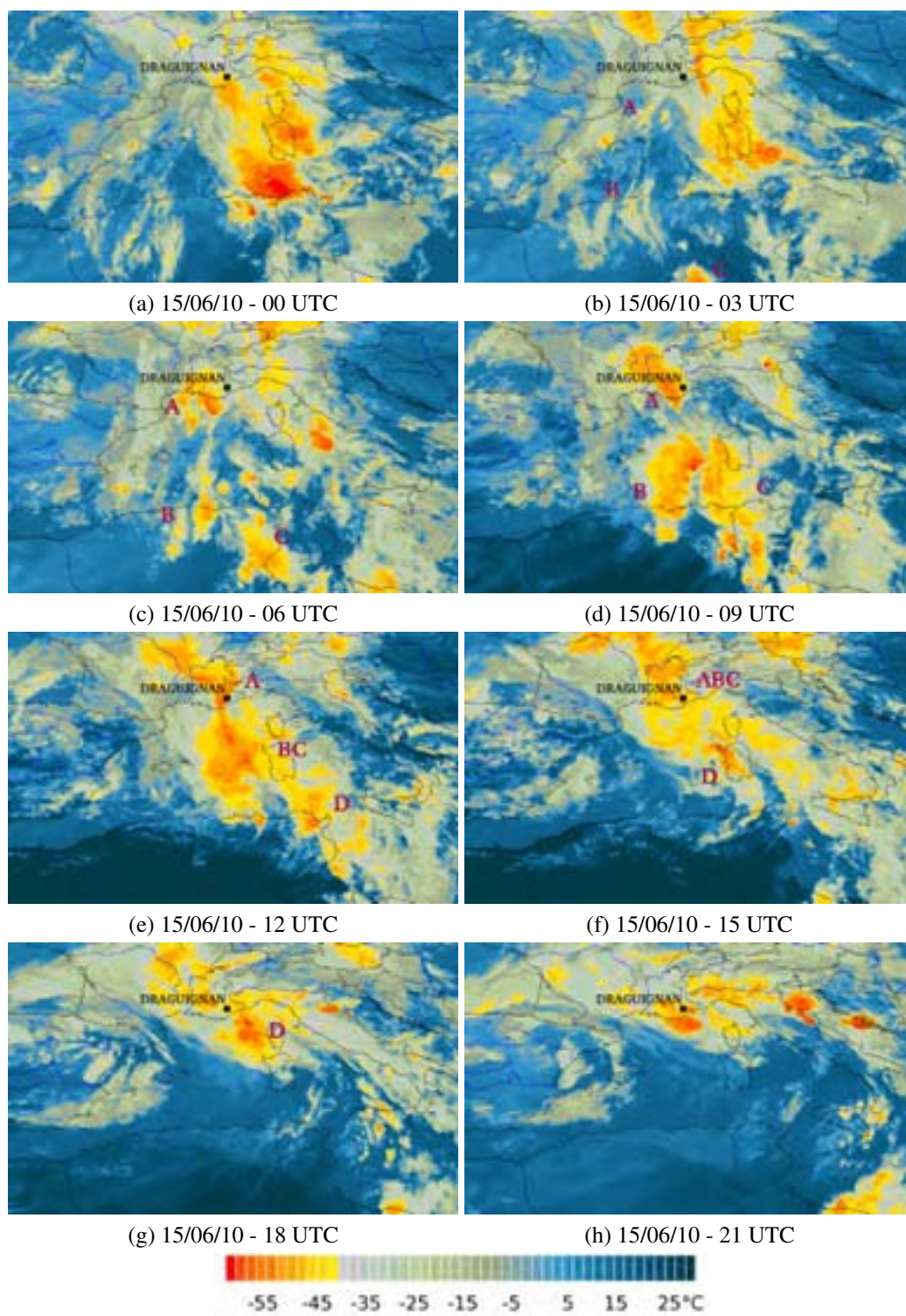


FIG. 6.4: Température de brillance dans l'infra-rouge ($^{\circ}C$ - satellite : MSG/canal $10.8 \mu m$), le 15/06/10 à 00 UTC (a), 03 UTC (b), 06 UTC (c), 09 UTC (d), 12 UTC (e), 15 UTC (f), 18 UTC (g) et 21 UTC (g). La position de Draguignan est indiquée par le point noir. Les différents systèmes convectifs sont labellés A, B, C et D.

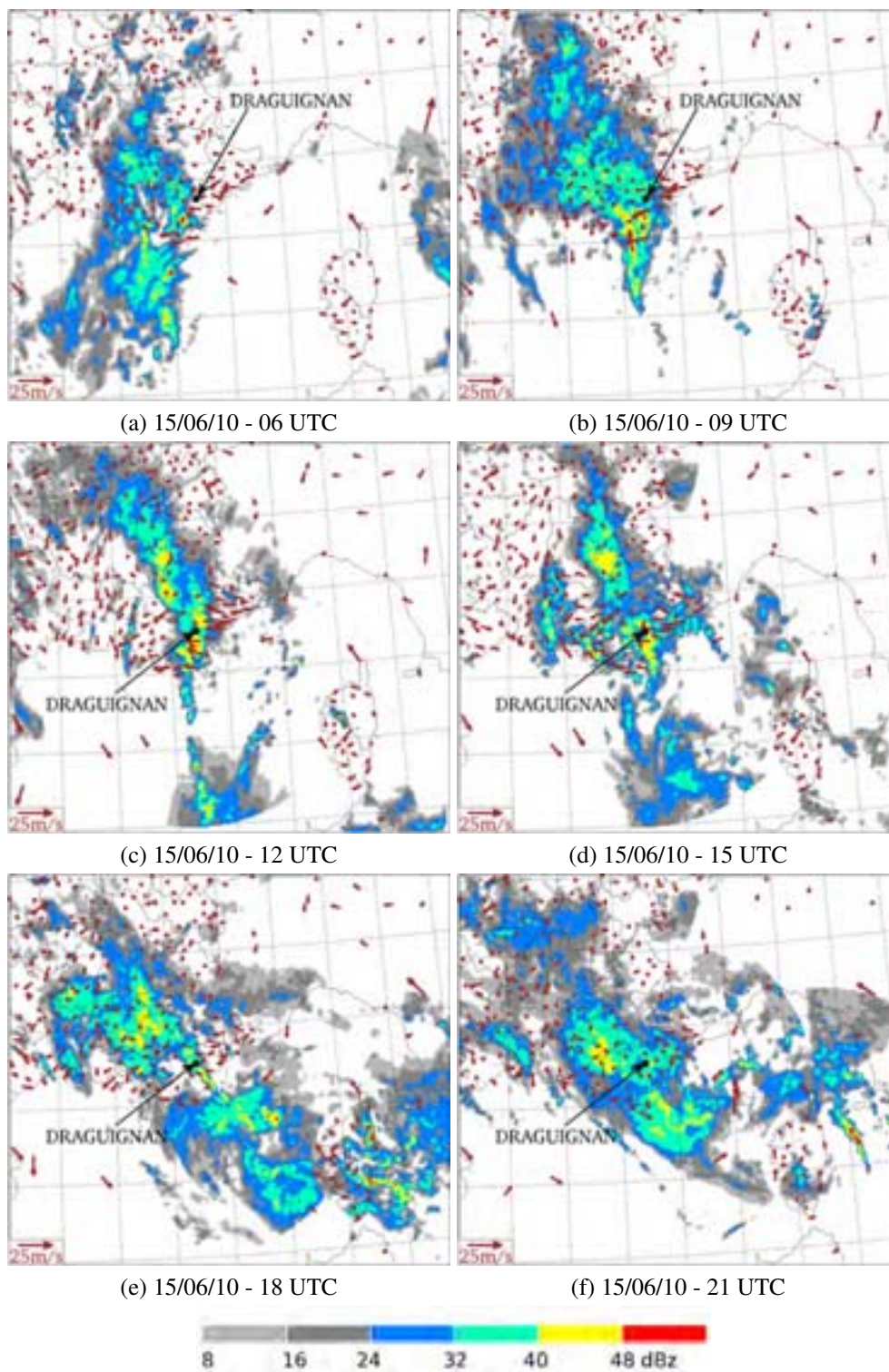


FIG. 6.5: Réflectivité radar (plages de couleurs, dBz) et vent à 10m (flèches) observés, dans le domaine encadré dans la Figure 6.4c, le 15/06/10 à 06 UTC (a), 09 UTC (b), 12 UTC (c), 15 UTC (d), 18 UTC (e) et 21 UTC (f). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

gure 6.4e). La pointe en V du système convectif sur le Var (A) et le système (BC) se rejoignent dans l'imagerie infra-rouge à 12 UTC. Une ligne sud/nord très active s'étale alors de la mer jusqu'à l'Isère, en passant par Draguignan (Figure 6.5c). Le flux de contournement des Alpes passe à une orientation est à la bouée Côte-d'Azur et les vents sur le littoral du Var s'orientent à l'est-sud-est. Les entrées d'est dans les terres sur le département des Alpes-Maritimes se renforcent.

L'activité convective sur mer (BC) et le système quasi-stationnaire sur terre (A) se renforcent dans l'après-midi et fusionnent totalement le long d'un axe sud-sud-est/nord-nord-ouest (Figures 6.4f et 6.5d). Cette rotation intervient peu après le basculement du talweg d'altitude observé à l'échelle synoptique (Figure 6.2c). Sous l'influence du flux de sud-est en altitude, l'amas D se déplace progressivement vers la Corse. La bascule se poursuit dans l'après midi en conservant une forte activité convective sur le Var (Figure 6.4g). Les cumuls de précipitation restent très importants puisqu'un maximum de 112.5 mm est relevé entre 15 UTC et 18 UTC. Dans les basses couches, les entrées d'est sur le Var et les Alpes-Maritimes perdent en intensité (Figure 6.5e). Dans la nuit, le système se déplace progressivement vers le nord, en restant actif sur le département du Var (Figures 6.4h et 6.5f). Les observations de vent en mer à 21 UTC nous laissent deviner un minimum de pression entre la région Var-Alpes-Maritimes et la Corse.

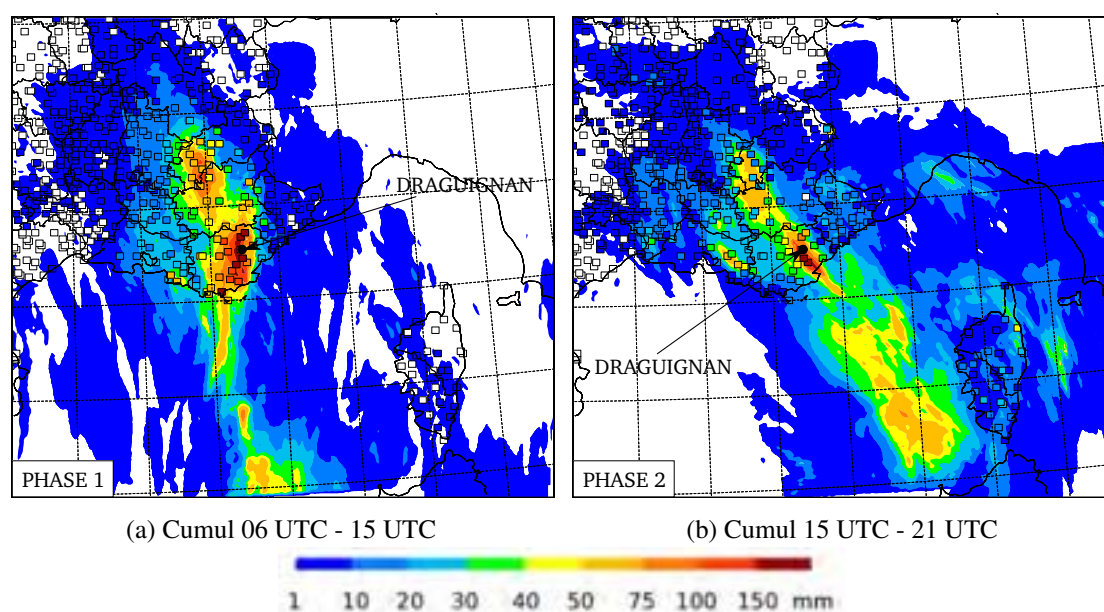


FIG. 6.6: Cumuls de précipitation mesurés par les pluviomètres (carrés colorés, *mm*) et estimés à partir des observations radar (plages de couleurs, *mm*) durant les deux phases de l'épisode de 06 UTC à 15 UTC (a) et de 15 UTC à 21 UTC (b). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

Cette analyse de la chronologie de l'événement montre l'existence de deux périodes distinctes de l'évolution de l'activité convective : durant une première phase, elle est orientée suivant un axe sud/nord (de 06 UTC à 15 UTC), puis durant la phase 2, suivant un axe sud-est/nord-ouest, sous l'influence de la bascule du talweg en altitude (de 15 UTC

à 21 UTC). Au sein de la première phase, on peut distinguer une première période (de 06 UTC à 11 UTC) où le système se met en place sur le Var et devient quasi-stationnaire, suivie d'une seconde période (de 11 UTC à 15 UTC) où il interagit et fusionne avec l'activité convective qui remonte de l'Afrique du Nord. Les deux phases sont fortement précipitantes avec un maximum de pluies cumulées de 204 mm entre 06 UTC à 15 UTC et de 160 mm entre 15 UTC et 21 UTC (Figure 6.6). À la fin de cet épisode, des cumuls exceptionnels ont été relevés sur la région de Draguignan, avec un maximum de 400 mm en 24 heures relevé aux Arcs-sur-Argens (Figures 6.1 et 6.7).

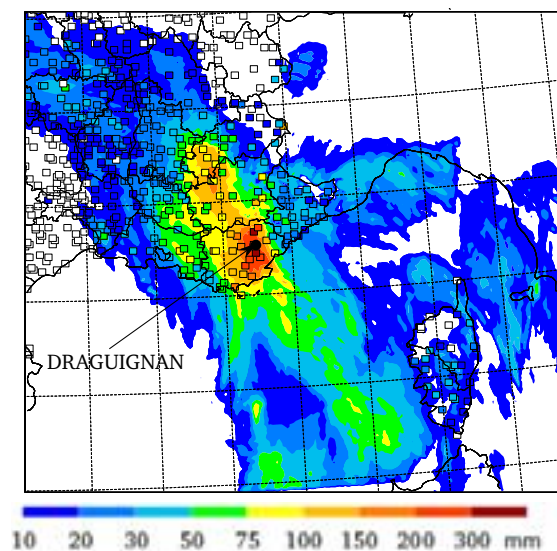


FIG. 6.7: Cumuls de précipitation entre le 15/06/10 à 06 UTC et le 16/06/10 à 06 UTC mesurés par les pluviomètres (carrés colorés, *mm*) et estimés à partir des observations radar (plages de couleurs, *mm*). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

Dans cette région rarement touchée par des pluies intenses, un tel épisode a une durée de retour centennale. De plus, le mois de juin n'est pas statistiquement très propice à ces épisodes, habituellement observés en automne. À cela s'ajoute l'enchaînement de deux phases de l'activité convective fortement précipitantes. L'ensemble de ces éléments en font un événement de pluie intense très exceptionnel.

6.2 Le 15 juin 2010 prévu par les différents modèles de prévision numérique du temps

De par son caractère très exceptionnel, cet épisode a été difficilement anticipé. En effet, les différents systèmes de PNT disponibles au moment de l'événement ont prévu un large panel de localisation et d'intensité de cumuls de précipitation. Dans un premier temps, nous présentons les prévisions opérationnelles de grande et de fine échelle des cumuls de pluie quotidiens sur le sud-est de la France (i.e. entre le 15/06/10 à 06 UTC et le 16/06/10 à 06 UTC - à comparer à la Figure 6.7). Nous sélectionnons alors les meilleures prévisions, qui nous serviront par la suite pour mieux comprendre l'environnement météorologique et les processus ayant conduit à cet épisode. Pour compléter notre sélection,

nous présentons ensuite les prévisions fournies a posteriori par un système de PNT ayant pour vocation de réaliser des prévisions en temps réel sur la mer Méditerranée occidentale lors des campagnes de mesures HyMeX². Là aussi, les meilleures prévisions seront conservées pour être utilisées dans l'étude approfondie de cet événement. Ces prévisions ont été réalisées dans le cadre d'un retour d'expérience mené au CNRM-GAME.

6.2.1 Les prévisions des modèles opérationnels

Les modèles de grande échelle IFS et ARPEGE

Les deux modèles opérationnels de grande échelle présentés ici sont : IFS, le modèle déterministe du CEPMMT³, d'une résolution de 16 km sur tout le globe, et ARPEGE, le modèle de Météo-France, d'une résolution horizontale variable (proche de 10 km sur la France jusqu'à 60 km aux antipodes).

La qualité des prévisions de l'épisode issues des modèles IFS et ARPEGE est sensible au réseau utilisé (i.e. date des conditions initiales) : pour ce cas, les prévisions issues du réseau du 14/06/10 à 00 UTC (Figures 6.8a et 6.8c à comparer à 6.7) sont meilleures que celles réalisées sur un réseau plus récent (Figures 6.8b et 6.8d). Aucun signal stable à grande échelle n'apparaît, contrairement à ce qui a déjà été observé pour certains types d'épisodes fortement précipitant méditerranéens (Nuissier et al, 2008). Les prévisions de ces modèles sous-estiment toutes fortement les cumuls quotidiens produits, avec des maxima prévus entre 80 mm (Figure 6.8b) et 120 mm (Figures 6.8c et 6.8d). Les prévisions du modèle ARPEGE ciblent mieux le département du Var avec des cumuls maxima de l'ordre de 120 mm (Figure 6.8). IFS, quant à lui, n'indique pas un risque important de fortes précipitations sur le Var mais des noyaux de fortes précipitations sont prévus en mer et sur l'Italie le 15/06/10 à 00 UTC alors que la prévision issue du 14/06/10 à 00 UTC indiquait clairement un noyau de précipitation forte sur le Var.

Le modèle de fine échelle AROME-FRANCE

Le modèle AROME-FRANCE⁴ est le plus récent des modèles opérationnels de Météo-France, avec une résolution horizontale de 2,5 km et intégré sur le domaine FRANXL à l'époque de l'événement (en rouge sur la Figure 6.9). Le modèle AROME-FRANCE produit des prévisions jusqu'à 30 h d'échéance. Les cumuls de pluies sur 24h sont présentés pour les réseaux 00 UTC et 06 UTC du 15/06/10 (Figure 6.10).

La prévision du 15/06/10 à 00 UTC du modèle AROME-FRANCE propose des structures plus fines des pluies que les modèles IFS ou ARPEGE, grâce à l'utilisation de la haute résolution (Figures 6.8b, 6.8d et 6.10a). En particulier, l'empreinte des pluies cumulées présente trois zones distinctes : une ligne sud/nord (A-B) à l'ouest du Var sur la frontière avec les Bouches-du-Rhône et s'étalant sur mer et une ligne sud-est/nord-ouest plus intense à la frontière entre les Alpes-Maritimes, le Var et les Alpes-de-Haute-

²HyMex : HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment.

³CEPMMT : Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECWMF en anglais : European Centre for Medium-range Weather Forecasts). Centre nommé CEP par la suite.

⁴Application de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Échelle

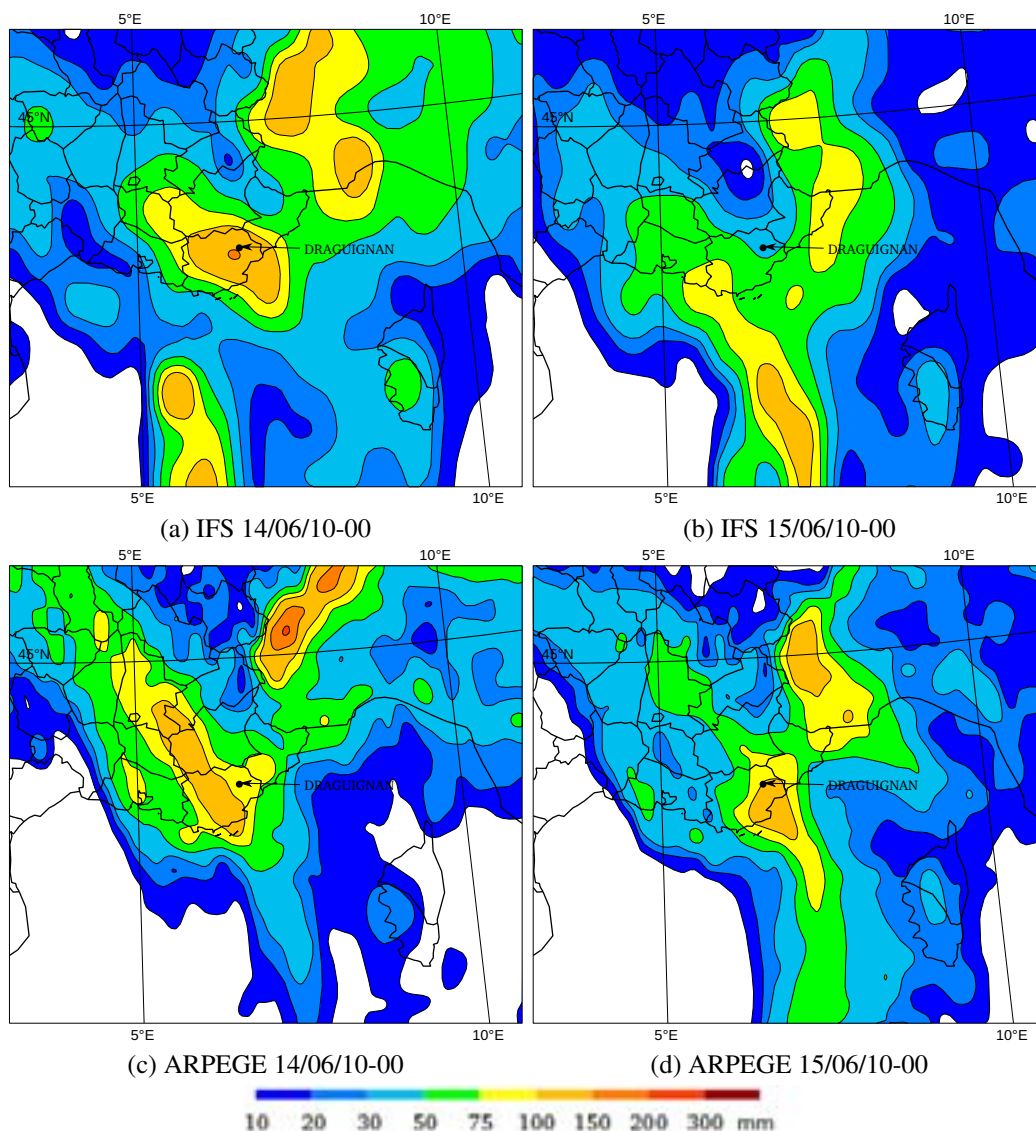


FIG. 6.8: Cumuls de précipitation prévus (plages de couleurs, *mm*) entre le 15/06/10 à 06 UTC et le 16/06/10 à 06 UTC pour les prévisions du modèle IFS du réseau du 14/06/10 à 00 UTC (a) et du réseau du 15/06/10 à 00 UTC (b), et du modèle ARPEGE du réseau du 14/06/10 à 00 UTC (c) et du réseau du 15/06/10 à 00 UTC (d). La position de Dragouignan est indiquée par le point noir.

Provence (Figure 6.10a). Cette empreinte des précipitation prévue par AROME-FRANCE est plus proche des observations que celle prévue par ARPEGE ou IFS. Les cumuls issus du modèle AROME-FRANCE le 15/06/10 à 00 UTC sont toutefois sous-estimés et plus faibles que ceux issus du modèle ARPEGE. Les précipitations les plus fortes sont aussi localisées trop à l'est par rapport à la région de Dragouignan.

De plus, tout comme les modèles de grande échelle, AROME-FRANCE présente une forte variabilité d'un réseau à un autre. Le réseau le plus proche dans le temps de l'événement ne donne pas nécessairement la meilleure prévision : plus le réseau est proche de

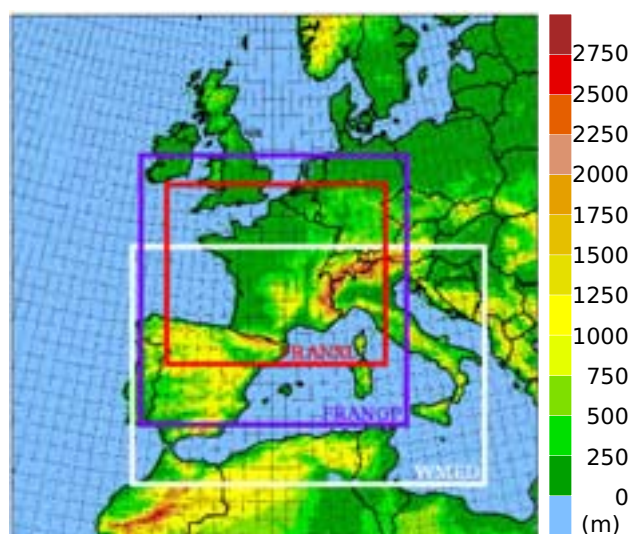


FIG. 6.9: Domaines de prévision AROME-FRANCE : FRANXL (en rouge ; domaine opérationnel à la date de l'événement) et FRANGP (en violet ; domaine opérationnel en 2011). Domaine de prévision AROME-WMED (en blanc).

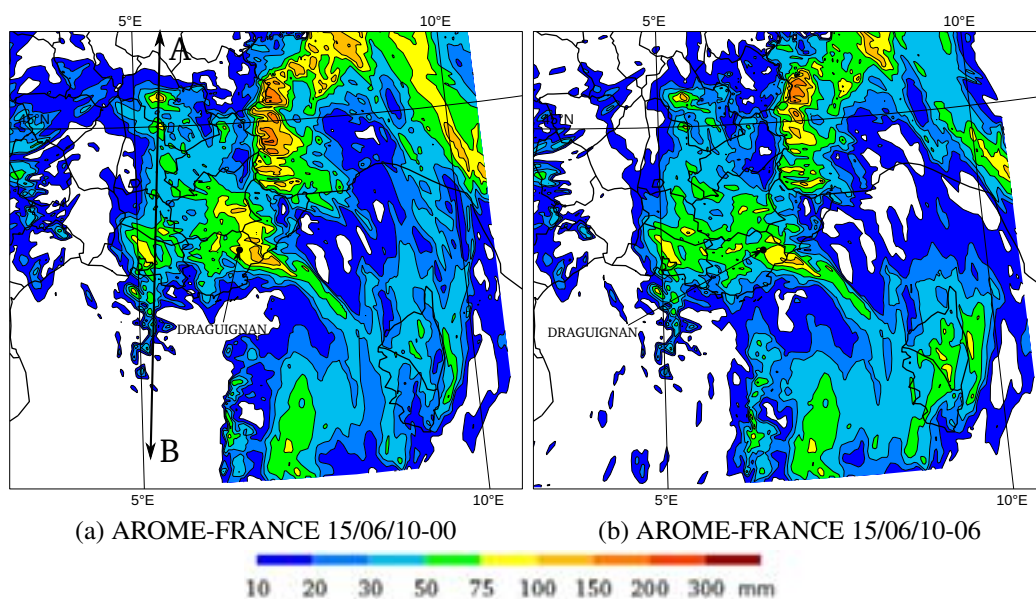


FIG. 6.10: Comme la Figure 6.8, mais pour les prévisions AROME-FRANCE du 15/06/10 à 00 UTC (a) et à 06 UTC (b). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

l'événement, moins la prévision est bonne en terme de quantité de pluies (Figure 6.10).

En conclusion, les différentes prévisions disponibles au moment de l'événement présentent une forte sensibilité aux conditions initiales et traduisent ainsi une faible prévisibilité de l'épisode. Quel que soit le modèle considéré, les pluies prévues sont sous-estimées par rapport aux observations et leur localisation est mal appréhendée. Grâce à l'utilisa-

tion de la fine échelle dans le modèle AROME-FRANCE, les zones de fortes pluies sont cependant mieux décrites que dans les modèles de grande échelle.

6.2.2 AROME-WMED : Version expérimentale du modèle AROME sur la Méditerranée occidentale

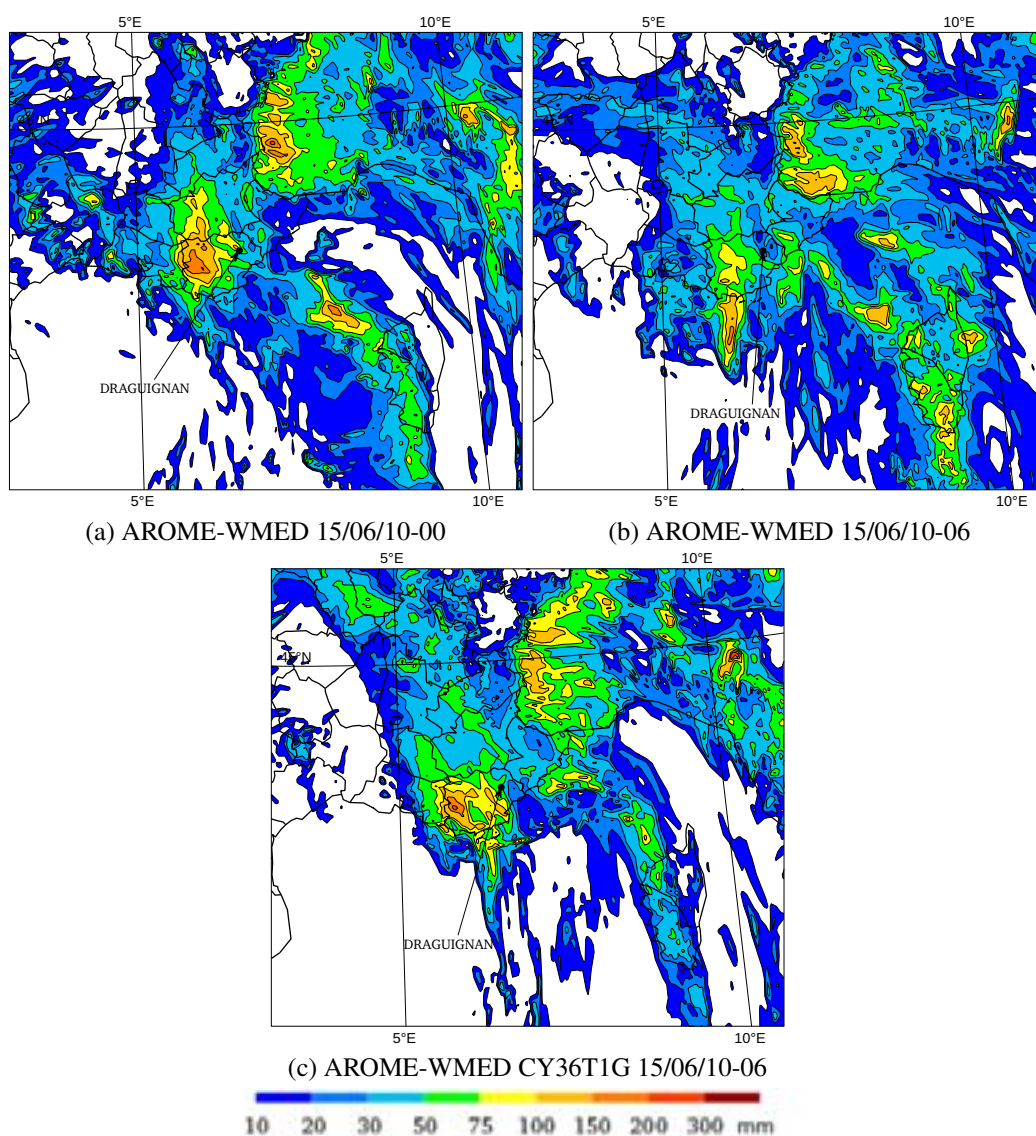


FIG. 6.11: Comme la Figure 6.8, mais pour les prévisions AROME-WMED CY35T2 du 15/06/10 à 00 UTC (a) et à 06 UTC (b) et AROME-WMED CY36T1G du 15/06/10 à 00 UTC (c) et à 06 UTC (c). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

Dans le cadre de la préparation aux campagnes de mesures HyMeX, une configuration du système AROME couvrant le bassin Méditerranéen occidental (appelée AROME-WMED) a été mise en place (domaine en blanc sur la Figure 6.9). Hormis les modifications liées à un domaine de simulation différent et la matrice de variance-covariance des

erreurs de prévision (Jb) qui est spécifiquement recalculée, les caractéristiques du système AROME-WMED sont similaires à celles du système AROME-FRANCE, y compris celles du cycle d'assimilation qui est aussi réalisé au pas de temps tri-horaire. Ce modèle AROME-WMED a pour vocation de fournir des prévisions en temps réel pour aider au déploiement des plateformes instrumentées au cours des campagnes de mesures HyMeX.

Différentes expériences ont été réalisées dans le cadre d'une action de retour d'expérience sur l'événement conduite au CNRM-GAME. Tout d'abord des prévisions ont été produites avec la même version du logiciel qu'AROME-FRANCE de l'époque de l'événement (cycle CY35T2). La prévision AROME-WMED du 15/06/10 à 00 UTC propose une meilleure solution que la prévision AROME-FRANCE. En effet, les cumuls prévus par AROME-WMED sont plus importants (de l'ordre de 195 mm contre 120 mm pour AROME-FRANCE) et sont localisés sur l'ouest du Var, avec une orientation sud/nord (Figure 6.11a à comparer avec 6.10a). La principale différence entre ces deux prévisions est l'extension plus importante au sud et à l'est du domaine WMED par rapport au domaine FRANXL, impliquant des conditions aux limites différentes. Ainsi, la zone au sud-est du bassin méditerranéen occidental, qui est cruciale pour le développement de tels épisodes, est simulée soit par le modèle ARPEGE, qui force AROME-FRANCE sur les bords, soit par le modèle AROME-WMED.

La prévision AROME-WMED est aussi très sensible au réseau utilisé. Les forts cumuls issus de la prévision AROME-WMED du 15/06/10 à 00 UTC sont concentrés sur la moitié ouest du Var (Figure 6.11a), tandis qu'avec la prévision du 15/06/10 à 06 UTC, ils s'étirent le long d'une ligne sud/nord depuis le sud du Var sur la mer (Figure 6.11b).

Parmi les expériences AROME-WMED réalisées dans le cadre du retour d'expérience sur le cas du Var, les meilleures prévisions AROME-WMED obtenues l'ont été avec le cycle le plus récent du code AROME (CY36T1 au lieu de CY35T2) et qui intègre aussi l'assimilation de plus d'observations GPS-sol (cycle nommé CY36T1G), sur le pourtour méditerranéen (Espagne, Italie et dans une moindre mesure France) et pour les réseaux les plus récents. La prévision réalisée avec le réseau du 15/06/10 à 00 UTC produit de très faibles cumuls quotidiens, par contre avec le réseau de 06 UTC, les cumuls de pluies sont les plus proches des observations de toutes les prévisions produites (Figure 6.11c). En effet, cette prévision produit un maximum de 218 mm sur le Var, avec une empreinte de pluie sud/nord s'étirant jusqu'à la mer. Une prévision supplémentaire a été réalisée avec le réseau de 09 UTC et présente des résultats sensiblement meilleurs.

6.3 Conclusion

Le cas du Var du 15 juin 2010 est un événement de fortes pluies très exceptionnel par différents aspects. En effet, il s'est produit durant le mois de juin, qui est moins propice à de telles situations et a touché une région moins fréquemment touchée par ce type d'événement, comme le prouve sa durée de retour centennale.

Différentes phases dans l'événement amènent à ces cumuls de précipitation excep-

tionnels :

Phase 1a (06 - 11 UTC) : mise en place et ancrage d'un système convectif de méso-échelle (MCS) quasi-stationnaire en V sur le Var.

Phase 1b (11 - 15 UTC) : fusion du MCS avec l'activité convective remontant dans le flux de sud d'Afrique du Nord pour former une ligne convective active nord/sud s'étendant du Var au large de la Sardaigne.

Phase 2 (15 - 21 UTC) : bascule du système à une orientation nord-ouest/sud-est et fusion avec de nouvelles remontées orageuses.

Avec des caractéristiques et une chronologie aussi particulières, cet événement a été difficilement prévu et une forte variabilité des prévisions en fonction du modèle et du réseau utilisé est apparue. Une sous-estimation des cumuls de précipitation est notable pour l'ensemble des modèles de PNT présentés et seules quelques prévisions parviennent à cibler le Var. Les modèles IFS pour le réseau du 14/06/10 à 00 UTC et AROME-WMED basé sur le cycle CY35T2 pour le réseau du 15/06/10 à 00 UTC et sur le cycle CY36T1G pour les réseaux de 06 UTC et 09 UTC proposent les meilleures prévisions des pluies durant cet épisode.

Chapitre 7

Simulation de l'événement

Sommaire

7.1	Configuration du modèle MESO-NH	74
7.1.1	Les domaines de simulation	74
7.1.2	Les paramétrisations physiques	74
7.1.3	Les expériences réalisées	75
7.2	Cumuls de précipitation simulés	76
7.2.1	Initialisation et couplage avec les analyses de grande échelle IFS et ARPEGE	78
7.2.2	Initialisation et couplage avec les analyses du modèle AROME- FRANCE	80
7.2.3	Initialisation et couplage avec les analyses du modèle AROME- WMED	80
7.2.4	Conclusions	85
7.3	Évolution du système précipitant simulé	87
7.4	Impact de la très haute résolution	90
7.5	Conclusion	90

Afin de conduire une étude détaillée de l'épisode de pluie intense du 15 juin 2010 à partir de simulations à haute résolution et améliorer in fine sa compréhension, nous avons cherché tout d'abord à reproduire au mieux l'événement à l'aide du modèle de recherche MESO-NH forcé par les analyses opérationnelles ou produites dans le cadre de l'action de retour d'expérience sur ce cas conduite au CNRM-GAME. Nous avons pour cela réalisé différentes expériences, utilisant les analyses des différents modèles de prévision numérique du temps (IFS, ARPEGE, AROME, AROME-WMED) comme conditions initiales et aux limites. Pour mieux représenter l'environnement de méso-échelle et son interaction avec les reliefs de l'arc méditerranéen, ainsi que les mécanismes de déclenchement et maintien de la convection profonde, nous avons utilisé des résolutions horizontales fines (2.5 km et 500 m).

7.1 Configuration du modèle MESO-NH

7.1.1 Les domaines de simulation

Le choix d'un domaine de simulation est toujours un compromis entre satisfaire au mieux les besoins scientifiques et considérer un ensemble de contraintes techniques, notamment le coût numérique du modèle. Le système convectif ayant engendré les cumuls de précipitation importants est resté quasi-stationnaire principalement sur le Var, avec une faible extension des cumuls au nord-ouest du département. Il était alimenté en air humide par des flux de basses couches de secteur sud/sud-est. Pour prendre en compte à la fois la localisation du système et son alimentation de basses couches, nous avons défini un domaine de simulation à 2.5 km de résolution contenant la région sinistrée et décentré vers le sud-est par rapport aux forts cumuls de précipitations. La taille du domaine est fixée à 720 km x 720 km (i.e un domaine de 288x288 points de grille) et 41 niveaux verticaux, ce qui permet un coût de simulation raisonnable et la réalisation d'un nombre important d'expériences de sensibilité. Les domaines utilisés pour les simulations à 2.5 km de résolution sont indiqués en trait tireté noir sur la Figure 7.1. Le domaine WM a été utilisé pour toutes les simulations, à l'exception des simulations forcées par les analyses du modèle AROME opérationnel à la date de l'événement qui utilisent le domaine AR pour l'inclure dans le domaine de l'analyse AROME-FRANCE. En effet à la date de l'événement, le domaine AROME était le domaine FRANXL (en rouge sur la Figure 6.9 dans le Chapitre 6), il est passé depuis à un domaine FRANGP qui s'étend plus au sud (en violet sur la Figure 6.9 dans le Chapitre 6).

Des expériences à 500 m de résolution ont aussi été réalisées. Les observations indiquent un flux d'est à nord-est de contournement des Alpes rentrant dans les terres montagneuses du Var et de la Côte d'Azur où il contribue au système précipitant. Les expériences à 500 mètres de résolution ont pour objectif d'évaluer l'impact des structures de fine échelle du relief de la région PACA sur l'interaction de ce flux avec le relief de la région et la simulation de l'événement précipitant. Deux domaines de simulation à 500 m sont utilisés : N1 qui englobe le département du Var et une partie du littoral sud-est (en rose solide sur la Figure 7.1, 450 x 375 points de grille), et N2 (en bleu pointillé sur la Figure 7.1, 450 x 600 points de grille) qui s'étend plus au sud que N1 pour, entre autres, une meilleure représentation de la convergence du flux de basses couches sur mer. Ils sont insérés dans le domaine à 2.5 km de résolution selon la technique du grid-nesting "2-way".

7.1.2 Les paramétrisations physiques

Les paramétrisations physiques du domaine de simulation à 2.5 km de résolution sont similaires à celles utilisées dans l'étude idéalisée et décrites dans le chapitre 3.2.3, excepté pour le schéma de turbulence (1D avec la longueur de mélange BL89), la paramétrisation de la convection sous-maille (EDKF), les échanges air-mer (ECUME). Pour le domaine à 500 m de résolution, la turbulence est 3D et le schéma EDKF n'est pas activé.

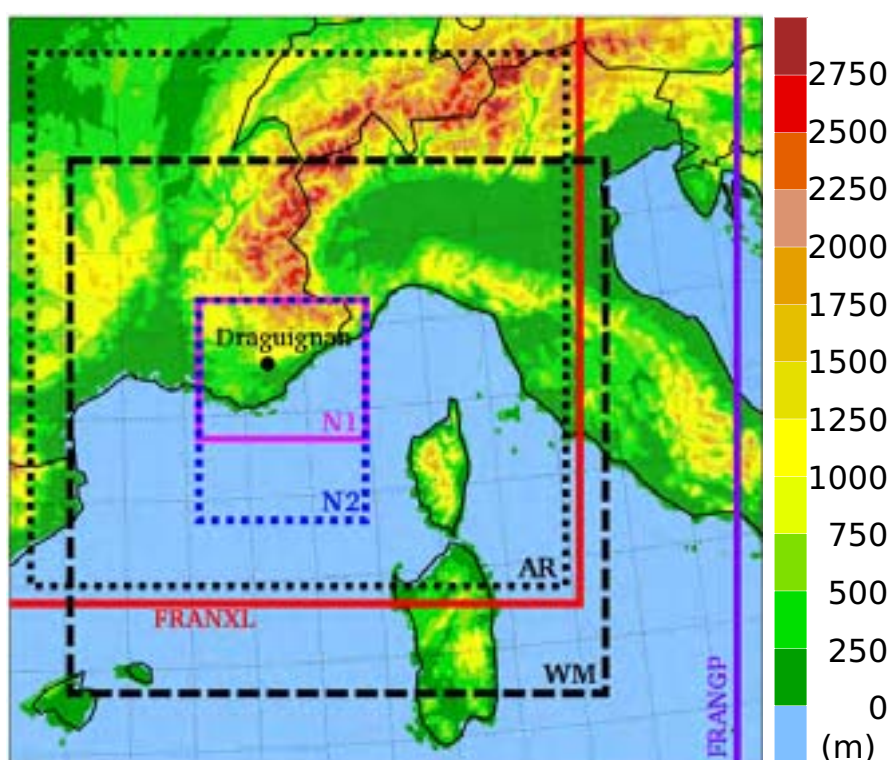


FIG. 7.1: Domaines de simulation MESO-NH à 2.5 km de résolution : AR (en noir pointillé) et WM (en noir tireté); domaines de simulation MESO-NH à 500 m de résolution : N1 (en rose solide) et N2 (en bleu pointillé). Les domaines du modèle AROME sont aussi indiqués : FRANXL (en rouge) et FRANGP (en violet).

7.1.3 Les expériences réalisées

Les analyses des différents types de systèmes opérationnels de prévision numérique du temps ont été utilisées. Nous avons d'abord considéré les modèles opérationnels IFS du CEPMMT, ARPEGE et AROME-FRANCE de Météo-France. Le système AROME-WMED, version expérimentale du système AROME sur la mer Méditerranée occidentale, a aussi été appliqué au cas du Var et nous avons réalisé différentes simulations MESO-NH à partir des analyses de ce système.

Les caractéristiques des simulations réalisées sont répertoriées dans le Tableau 7.1. L'épisode du 15 juin s'étant produit entre 06 UTC et 21UTC, nous avons d'abord réalisé une simulation de référence initialisée 6h avant le début de l'événement, le 15/06/10 à 00 UTC pour chacun des systèmes IFS, ARPEGE, AROME-FRANCE et AROME-WMED dans la configuration opérationnelle à la date de l'événement. Ces expériences utilisent l'analyse du 15/06/10 à 00 UTC du modèle correspondant comme conditions initiales. Ces simulations sont nommées "modele1500", avec modele : CEP pour IFS, ARP pour ARPEGE, ARO pour AROME-FRANCE et AWM pour AROME-WMED. Les conditions aux limites sont aussi fournies par les analyses à la fréquence de 6 h pour les modèles IFS et ARPEGE et de 3 h pour les modèles AROME-FRANCE et AROME-WMED.

Les cycles d'assimilation des modèles ARPEGE, AROME-FRANCE et AROME-WMED ont été reproduits avec un cycle (version) du système plus récent (cycle CY36T1

au lieu du cycle CY35T2 à la date de l'événement). Les simulations MESO-NH utilisant ces nouvelles analyses seront suffixées par N (*i.e.* "modeleJJHHN" avec modele : ARPEGE, AROME-FRANCE ou AROME-WMED, JJ et HH étant le jour et l'heure des conditions initiales).

Ensuite, un ensemble de simulations MESO-NH a été réalisé avec des réseaux variés d'analyse :

- Pour les analyses de grande échelle IFS et ARPEGE, nous avons choisi comme conditions initiales l'analyse qui donnait la meilleure prévision de précipitation pour les deux modèles (cf. Chapitre 6.2.1). La prévision IFS du 14/06/10 à 00 UTC présente de meilleurs résultats que la prévision IFS du 15/06/10 à 00 UTC. Nous avons donc réalisé une simulation MESO-NH de 48 heures initialisée avec l'analyse du 14/06/10 à 00 UTC et couplée toutes les 6 h aux analyses issues du modèle IFS (Exp. **CEP1400**). En ce qui concerne ARPEGE, la prévision produite avec le réseau du 15/06/10 à 12UTC avec le nouveau cycle CY36T1 proposant un scénario de l'évolution de l'activité convective meilleur, nous avons réalisé la simulation **ARP1512N**, utilisant en conditions initiales l'analyse ARPEGE (cycle CY36T1) à 12 UTC le 15/06/10.
- Pour les analyses de fine échelle, plusieurs prévisions d'AROME-WMED donnaient des scénarios de précipitations montrant des caractéristiques intéressantes pour l'étude du cas. Tout d'abord, pour ce qui concerne les prévisions réalisées en cycle CY35T2, la prévision AROME-WMED du 15/06/10 à 09 UTC montre une évolution temporelle du système convectif sur le Var intéressante jusqu'au début de la seconde phase. Nous avons donc réalisé une simulation initialisée à partir de l'analyse AROME-WMED le 15/06/10 à 09 UTC (Exp. **AWM1509**). La seconde partie de l'épisode est quant à elle mieux prévue par la prévision AROME-WMED du 15/06/10 à 12 UTC. Nous avons donc défini une seconde simulation avec comme conditions initiales l'analyse AROME-WMED du 15/06/10 à 12 UTC (Exp. **AWM1512**). Pour les prévisions AROME-WMED réalisées en CY36T1, nous avons retenu les analyses AROME-WMED qui ont bénéficié d'une assimilation de données GPS supplémentaires. Trois simulations MESO-NH ont ainsi été réalisées en utilisant comme conditions initiales les analyses de 06 UTC, 09 UTC et 12 UTC (Exp. **AWM1506G**, Exp. **AWM1509G** et **AWM1512G**).

Enfin, pour les conditions initiales donnant les meilleures simulations MESO-NH à 2.5 km de résolution, des simulations MESO-NH à deux domaines (500 m et 2.5 km de résolution) ont été réalisées. Les expériences modeleJJHHX_2D sont similaires aux expériences modeleJJHHX, hormis un second domaine à 500 m de résolution imbriqué dans le domaine à 2.5 km de résolution.

7.2 Cumuls de précipitation simulés

Nous présentons ici les résultats des différentes expériences réalisées en terme de cumuls de précipitation sur le domaine à 2.5 km de résolution. Cet épisode étant en premier lieu exceptionnel à cause de la localisation des forts cumuls de pluie, nous avons par conséquent choisi cette caractéristique comme premier critère de sélection des meilleures simulations. La référence observée est constituée des cumuls de précipitations enregistrés

Expérience	Analyses	Instant initial	Domaine(s)	Cycle
CEP1500	IFS	15/06 - 00 UTC	WM	opérationnel
CEP1400	IFS	14/06 - 00 UTC	WM	opérationnel
ARP1500	ARPEGE	15/06 - 00 UTC	WM	CY35T2
ARP1500N	ARPEGE	15/06 - 00 UTC	WM	CY36T1
ARP1512N	ARPEGE	15/06 - 12 UTC	WM	CY36T1
ARO1500	AROME-FRANCE	15/06 - 00 UTC	AR	CY35T2
ARO1500N	AROME-FRANCE	15/06 - 00 UTC	WM	CY36T1
AWM1500	AROME-WMED	15/06 - 00 UTC	WM	CY35T2
AWM1509	AROME-WMED	15/06 - 09 UTC	WM	CY35T2
AWM1512	AROME-WMED	15/06 - 12 UTC	WM	CY35T2
AWM1500N	AROME-WMED	15/06 - 00 UTC	WM	CY36T1
AWM1506G	AROME-WMED	15/06 - 06 UTC	WM	CY36T1G
AWM1509G	AROME-WMED	15/06 - 09 UTC	WM	CY36T1G
AWM1512G	AROME-WMED	15/06 - 12 UTC	WM	CY36T1G
AWM1506G_2D	AROME-WMED	15/06 - 06 UTC	WM - N1	CY36T1G
AWM1509G_2D	AROME-WMED	15/06 - 09 UTC	WM - N2	CY36T1G
AWM1512G_2D	AROME-WMED	15/06 - 12 UTC	WM - N1	CY36T1G

TAB. 7.1: Caractéristiques des simulations MESO-NH. Le nom de chaque expérience est de type `modeleJJHHXX`, avec `modele` : nom du modèle (**CEP** pour IFS, **ARP** pour ARPEGE, **ARO** pour AROME-FRANCE et **AWM** pour AROME-WMED), `JJ` et `HH` : jour et heure de l'analyse utilisée comme conditions initiales, `XX` : caractéristique particulière de la simulation (**N** pour l'utilisation du cycle de code ARPEGE et AROME opérationnels en 2011 (CY36T1), **G** pour le cycle CY36T1G, **_2D** pour une simulation avec deux domaines imbriqués à 2.5 km et 500 m). Le cycle CY36T1G correspond au cycle CY36T1 dans lequel des données GPS supplémentaires sont assimilées.

par les pluviomètres ainsi que de la lame d'eau radar. Il est aussi important de prendre en considération dans cette évaluation les deux phases distinctes de l'événement avec des caractéristiques de flux bien différentes : la première phase durant laquelle le système a une orientation nord/sud (phase 1 de 06 UTC à 15 UTC le 15/06/2010 - Figure 6.6a) et la seconde phase durant laquelle on assiste à une bascule du système à une orientation nord-ouest/sud-est (phase 2 de 15 UTC à 21 UTC le 15/06/2010 - Figure 6.6b).

7.2.1 Initialisation et couplage avec les analyses de grande échelle IFS et ARPEGE

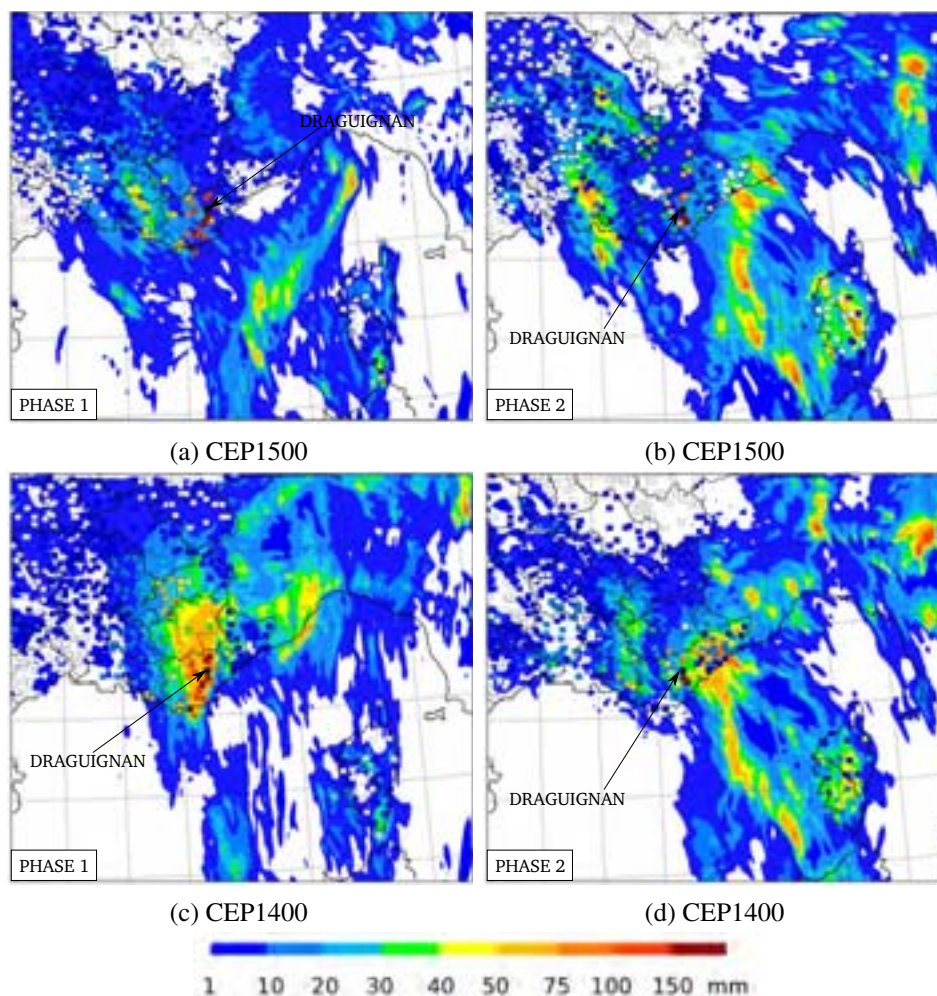


FIG. 7.2: Cumuls de précipitation (mm) pour les simulations **CEPJJHH** : CEP1500 cumuls sur la phase 1 (a) et la phase 2 (b) ; CEP1400 cumuls sur la phase 1 (c) et la phase 2 (d). Les observations des pluviomètres sont superposées (carrés). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

Les cumuls de précipitations sur les deux phases de l'événement, pour les six simulations utilisant les analyses issues des modèles IFS et ARPEGE sont présentés Figures 7.2 et 7.3.

Sur la phase 1, les expériences CEP1500 et ARP1500N positionnent les plus forts cumuls trop à l'ouest, sur les Bouches-du-Rhône (Figures 7.2a et 7.3e). Les simulations CEP1400, ARP1500 et ARP1500_2D sont meilleures puisqu'elles présentent de forts cumuls sur le Var (Figures 7.2c, 7.3a et 7.3e). La simulation CEP1400 est la meilleure en terme de localisation des plus fortes précipitations sur cette phase, puisqu'elle co-localise les forts cumuls avec ceux observés. Les simulations démarrant du réseau de 00 UTC le 15 juin sous-estiment toutes cependant fortement les cumuls de pluie forte.

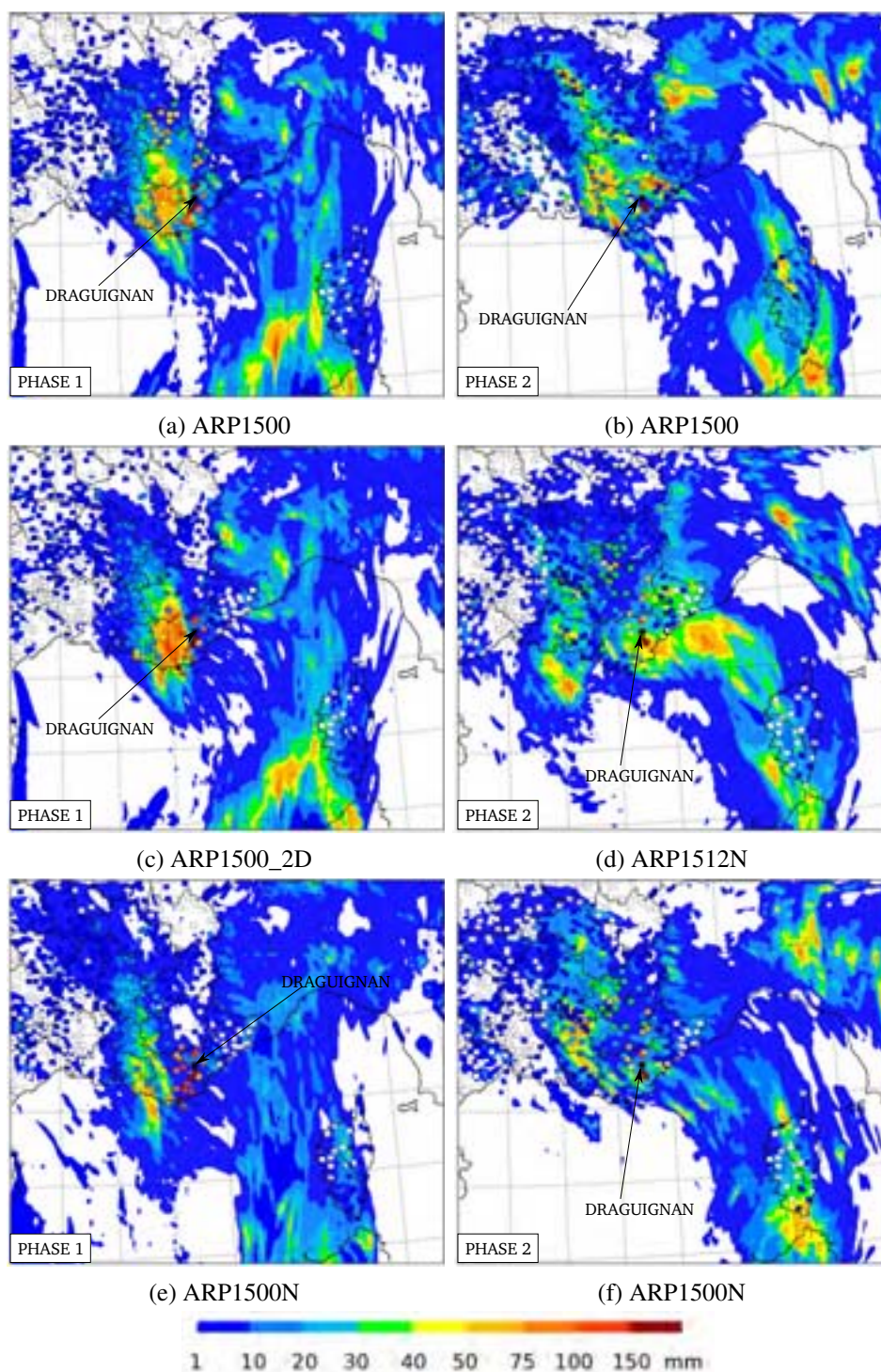


FIG. 7.3: Comme la Figure 7.2, mais pour les simulations **ARPJJHXX** : ARP1500 cumuls sur la phase 1 (a) et sur la phase 2 (b) ; ARP1500_2D cumuls sur la phase 1 (c) ; ARP1512N cumuls sur la phase 2 (d) ; ARP1500N cumuls sur la phase 1 (e) et sur la phase 2 (f). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

La seconde phase est mal reproduite par les expériences utilisant les analyses des modèles

de grande échelle. Les cumuls générés dans les simulations CEP1500 et ARP1500N ne présentent pas de maxima notables sur le Var (Figures 7.2b et 7.3f). D'autres proposent de zones de forts cumuls mais mal localisées, comme CEP1400 ou ARP1500 (Figures 7.2d et 7.3b). Seule la simulation ARP1512N parvient à produire un noyau de pluies fortes sur le sud-est du Var (Figure 7.3d). Les simulations CEP1500 et CEP1400 positionnent mieux les précipitations au large de la Corse et une organisation en ligne des précipitations du continent au large de la Corse, mais l'orientation globale du cumul de précipitation est sud/nord au lieu de l'orientation nord-ouest/sud-est observée. Les simulations ARP1500 et ARP1500N ne réussissent pas à établir une organisation en ligne et positionnent mal les précipitations convectives au sud (i.e. sur la Corse et la Sardaigne).

En conclusion, parmi les simulations MESO-NH réalisées avec des analyses IFS ou ARPEGE, aucune ne parvient à elle seule à reproduire les deux phases de l'épisode. La première phase est mieux reproduite par l'expérience CEP1400, tandis que la simulation ARP1512N propose la meilleure reproduction des cumuls de pluie durant la seconde phase.

7.2.2 Initialisation et couplage avec les analyses du modèle AROME-FRANCE

La Figure 7.4 présente les cumuls de précipitations produits par les simulations avec le modèle AROME-FRANCE à partir des analyses du réseau du 15 juin 2010 à 00 UTC. Pour la première phase de l'épisode, un décalage par rapport aux observations des zones de forts cumuls à l'ouest du Var est constaté pour les deux expériences (Figures 7.4a et 7.5a). La simulation ARO1500N produit des cumuls très sous-estimés par rapport aux observations. Aucune des deux simulations ne présentent de forts cumuls sur le Var pour la seconde période de l'épisode (Figures 7.4b et 7.5b).

En conclusion, les simulations démarrant des analyses AROME-FRANCE ne sont pas meilleures que les simulations démarrant des analyses ARPEGE à 00 UTC en terme de localisation et d'intensité des précipitations sur le Var.

7.2.3 Initialisation et couplage avec les analyses du modèle AROME-WMED

Résultats

Trois simulations démarrant des analyses AROME-WMED produisent des cumuls importants sur le département du Var proches des observations, et pour l'intégralité de la première phase : AWM1500, AWM1506G et AWM1506G_2D (Figures 7.5a, 7.6a et 7.6c). Les expériences initialisées le 15/06/10 à 09 UTC (AWM1509G et AWM1509G_2D) produisent de forts cumuls entre 09 UTC et 15 UTC, avec également une extension des précipitations sur mer (Figures 7.7b et 7.7d à comparer à 7.7a). La simulation AWM1506G_2D, initialisée le 15/06/10 à 06UTC, avec un domaine imbriqué à 500 m de résolution, est la plus proche des observations pour l'ensemble de la première phase (Figure 7.6c à com-

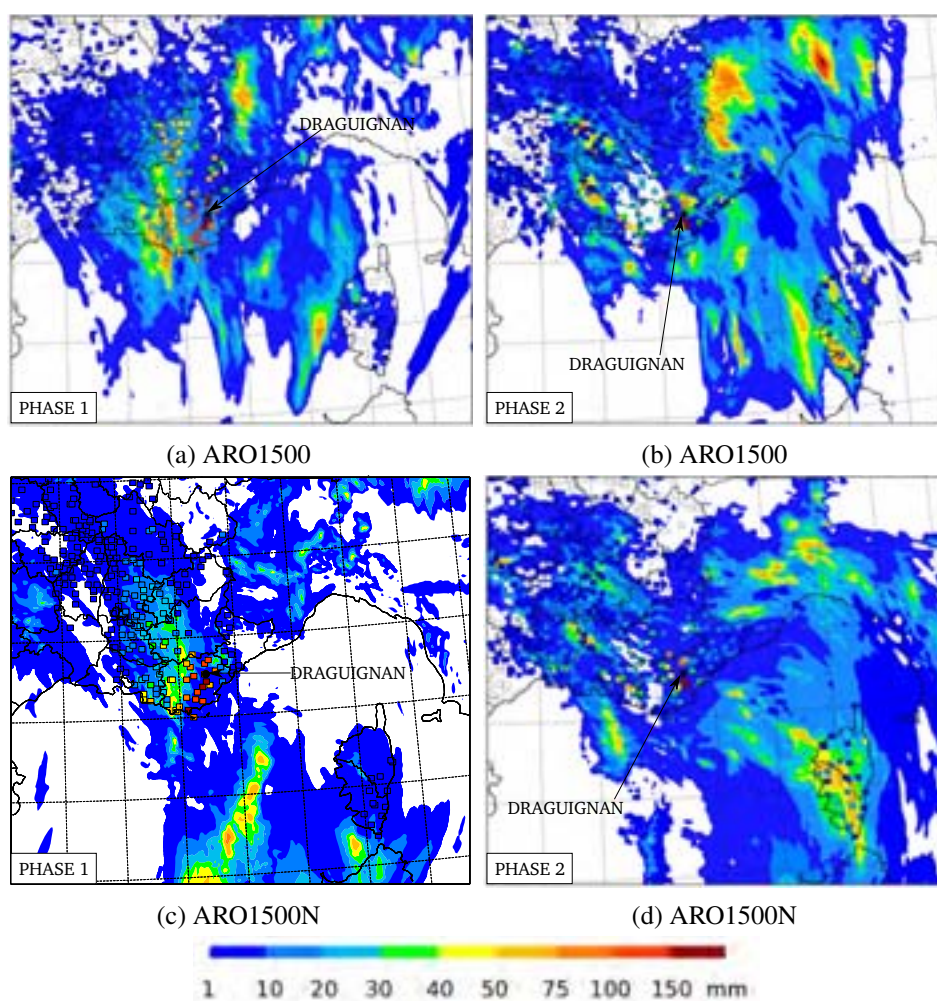


FIG. 7.4: Comme la Figure 7.2, mais pour les expériences **AROJHHXX** : ARO1500 cumuls sur la phase 1 (a) et sur la phase 2 (b) ; ARO1500N cumuls sur la phase 1 (c) et sur la phase 2 (d). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

parer à la Figure 6.6a). L'expérience AWM1509G_2D, initialisée le 15/06/10 à 09 UTC, avec deux domaines imbriqués, est la meilleure pour la partie 09 UTC - 15 UTC de la première phase (Figure 7.7d ; cumul entre 09 UTC et 15 UTC de AWM1506G_2D non montré). Comme pour les expériences utilisant les analyses ARPEGE ou AROME-FRANCE du 15/06/10 à 00 UTC, l'expérience AWM1500N avec le nouveau cycle CY36T1 génère des maxima de précipitation bien plus faibles que l'expérience AWM1500 avec le cycle CY35T2 (Figure 7.5c).

Lors de la seconde phase, la localisation des zones de forts cumuls est généralement mal simulée : trop à l'ouest pour les simulations AWM1509, AWM1512 et AWM1506G (Figures 7.5e, 7.5f et 7.6b à comparer à la Figure 6.6b) et trop au nord pour AWM1500 et AWM1512G_2D (Figures 7.5b et 7.6f). La simulation AWM1500N produit deux zones de forts cumuls sur la partie est du Var : une ligne de cumuls modérés au nord-ouest de Draguignan et une large zone sur la frontière entre le Var et les Bouches-du-Rhône (Figure 7.5d). La simulation AWM1509G ne produit pas de cumuls supérieurs à 75 mm sur le

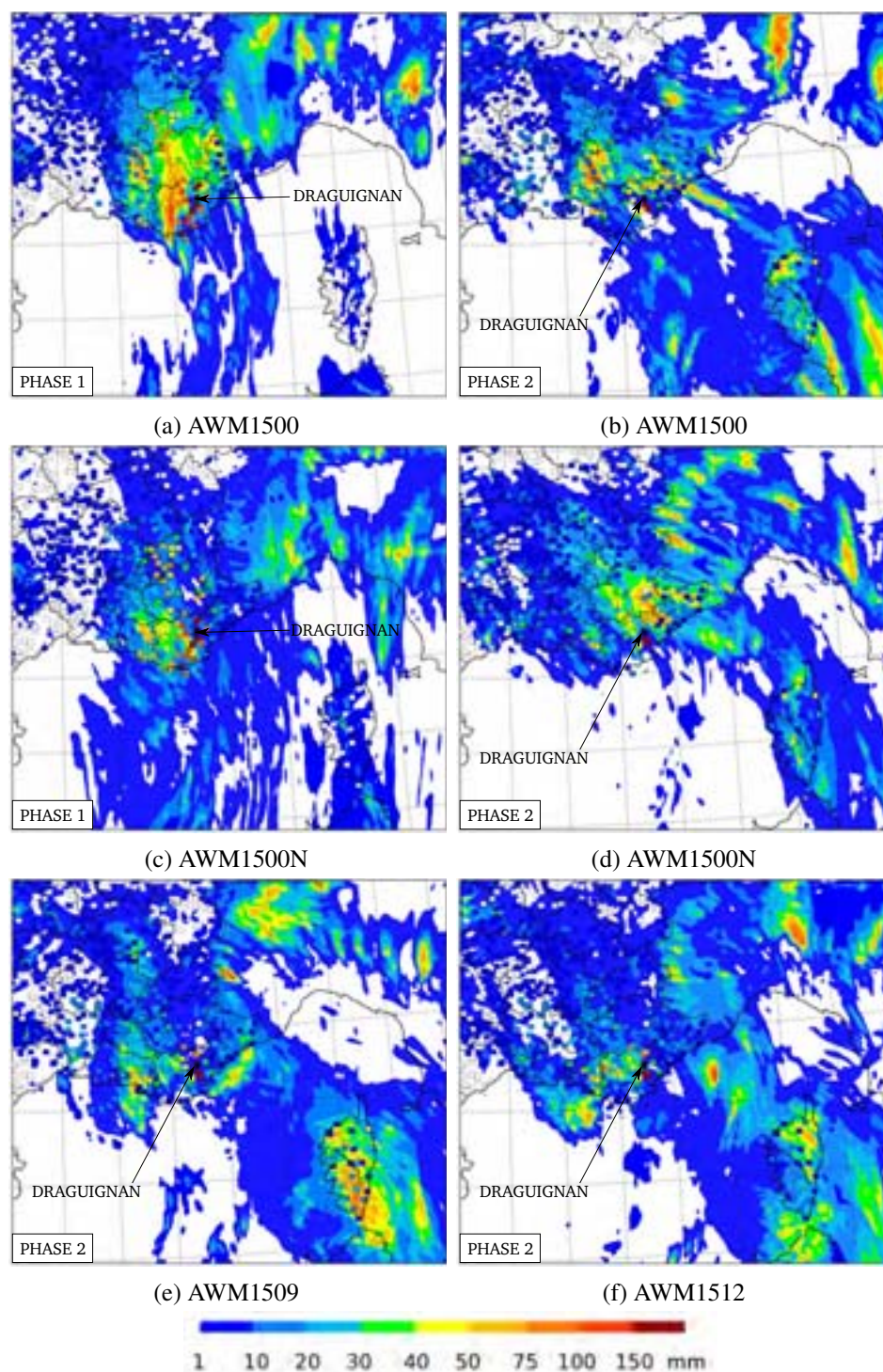


FIG. 7.5: Comme la Figure 7.2, mais pour les simulations **AWMJJHHXX** : AWM1500 cumuls sur la phase 1 (a) et sur la phase 2 (b) ; AWM1500N cumuls sur la phase 1 (c) et sur la phase 2 (d) ; AWM1509 cumuls sur la phase 2 (e) et AWM1512_2D cumuls sur la phase 2 (f). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

sud-est de la France (Figure 7.7c). Les expériences AWM1506G_2D, AWM1509G_2D

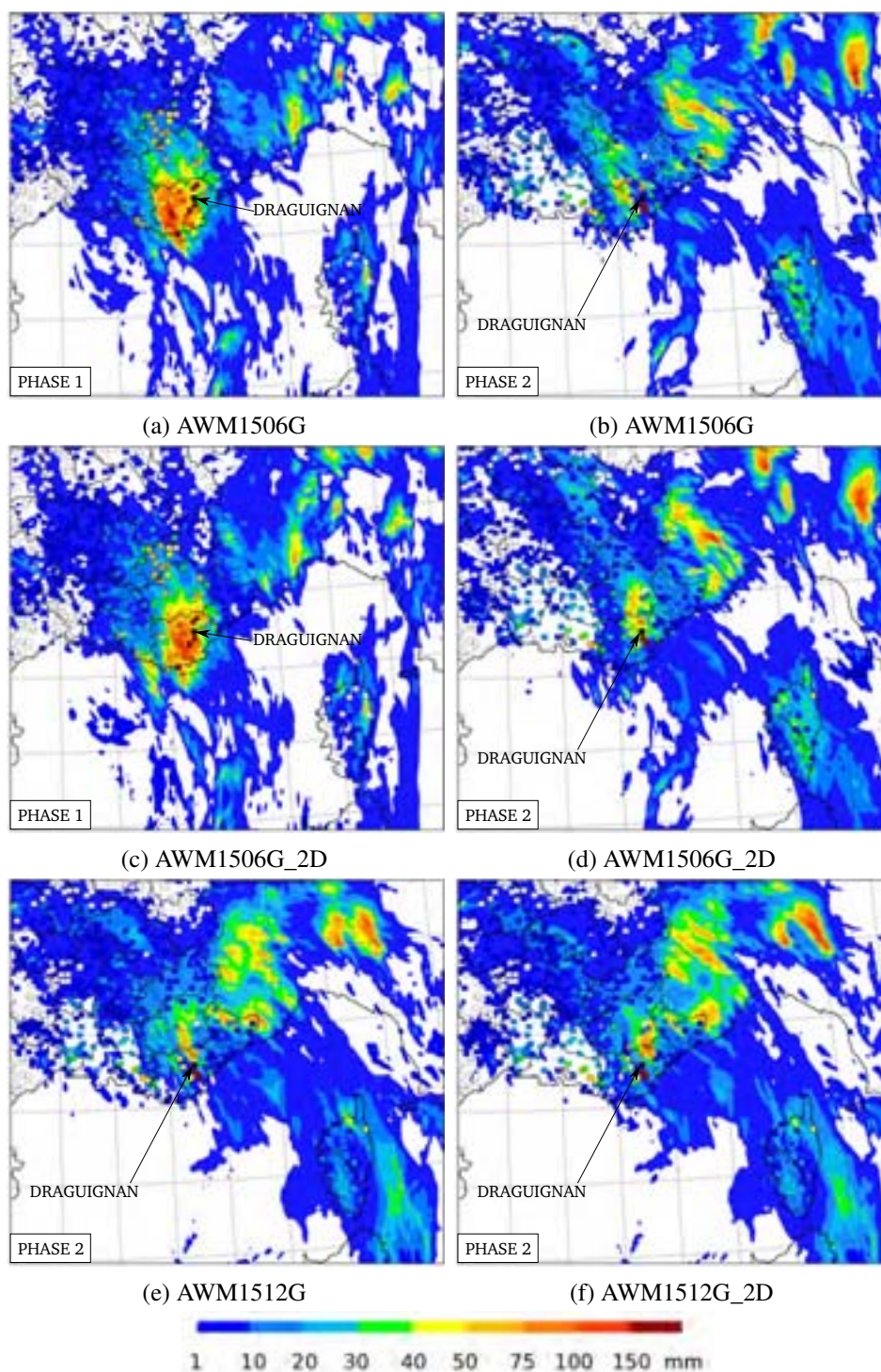


FIG. 7.6: Suite de la Figure 7.5, pour les simulations **AWMJJHHXX** : AWM1506G cumuls sur la phase 1 (a) et sur la phase 2 (b) ; AWM1506G_2D cumuls sur la phase 1 (c) et sur la phase 2 (d) ; AWM1512G cumuls sur la phase 2 (e) ; AWM1512G_2D cumuls sur la phase 2 (f). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

et AWM1512G sont les expériences qui proposent les cumuls les plus proches des ob-

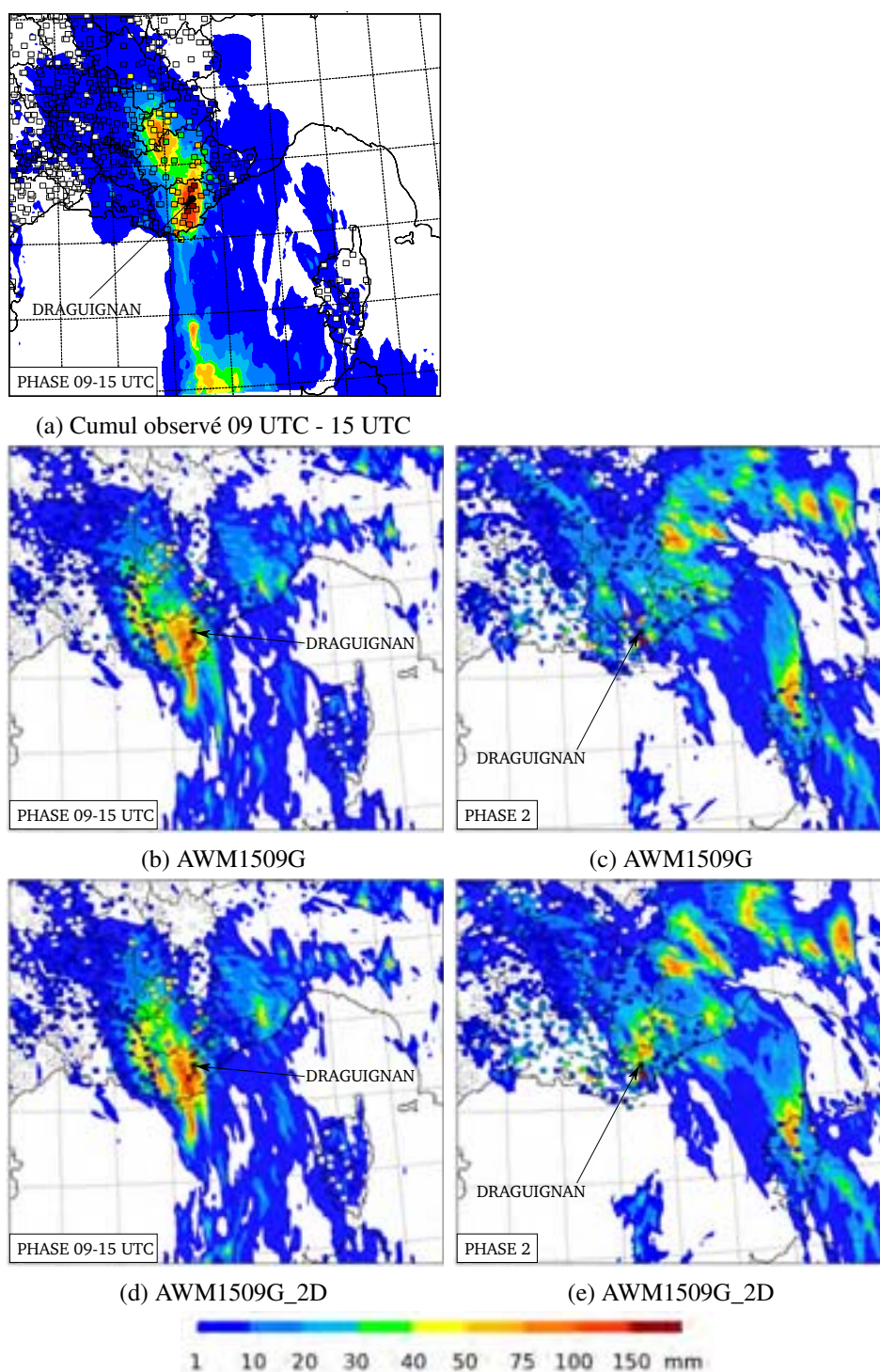


FIG. 7.7: Cumuls observés entre 09 UTC et 15 UTC (a) et suite de la Figure 7.5, pour les simulations **AWMJJHXX** : AWM1509G cumuls entre 09 UTC et 15 UTC (b) et sur la phase 2 (c) ; AWM1509G_2D cumuls entre 09 UTC et 15 UTC (d) et sur la phase 2 (e). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

servations, avec une ligne orientée sud-sud-est/nord-nord-ouest au nord de Draguignan

(Figures 7.6d, 7.7e et 7.6e).

En conclusion, la simulation AWM1506G_2D est celle qui parvient le mieux à reproduire les deux phases de l'épisode dans leur intégralité (Figures 7.6c et 7.6d). La seconde moitié de la première phase est mieux appréhendée par l'expérience AWM1509G_2D (Figure 7.7d). La seconde phase est aussi un peu mieux représentée dans les simulations AWM1509G_2D et AWM1512G (Figures 7.7e et 7.6e). À noter toutefois que les cumuls simulés pour cette phase sont fortement sous-estimés et que les cumuls forts sur mer sont situés trop à l'ouest.

Comparaison aux prévisions AROME-WMED

Les simulations MESO-NH démarrant des analyses AROME-WMED ont été comparées aux prévisions AROME-WMED initialisées avec les mêmes analyses. Il est rappelé que les principales différences entre la configuration du modèle AROME-WMED par rapport aux simulations MESO-NH portent sur le couplage avec les prévisions ARPEGE et sur un domaine couvrant tout le bassin occidental (en plus des différences entre les modèles). Il s'agissait donc de s'assurer que nous obtenions avec notre configuration du modèle MESO-NH une qualité équivalente voire supérieure aux meilleures prévisions obtenues avec AROME-WMED.

En général l'enveloppe de la lame d'eau produite sur les deux phases est similaire dans les prévisions AROME-WMED et dans les simulations MESO-NH pour les mêmes conditions initiales. Les précipitations faibles prévues par AROME sont en général plus étalées que celles de MESO-NH et inversement les précipitations les plus fortes sont plus intenses dans la simulation MESO-NH. On retrouve aussi un comportement similaire en ce qui concerne les simulations et prévisions qui arrivent à simuler de fortes précipitations sur le Var (*i.e.* les prévisions AROME-WMED et simulations MESO-NH démarrant de l'analyse du 15/06/2010 à 00UTC en cycle CY35T2 et des analyses du 15/06/2010 à 06 UTC et à 09 UTC en cycle CY36T1G, avec quelques différences en terme de localisation et d'extension. Les différences en terme de localisation des plus fortes précipitations sont plus importantes pour la phase 2. Ce résultat peut-être expliqué à la fois par une plus faible prévisibilité de la phase 2 et aussi des conditions aux limites différentes qui ont plus d'influence aux échéances plus longues.

7.2.4 Conclusions

Des deux phases, la première (06 - 15 UTC) est la mieux reproduite. Dans plusieurs simulations, les zones de cumuls importants, avec des maxima allant de 100 à 180 mm, sont proches des observations. Les meilleures simulations de la première phase sont celles initialisées avec l'analyse du CEP à 00 UTC le 14/06/2010 (CEP1400, Figure 7.2c), avec l'analyse AROME-WMED en cycle CY35T2 le 15/06/10 à 00UTC (AWM1500, Figure 7.5a) et avec l'analyse AROME-WMED du cycle CY36T1G le 15/06/10 à 06 UTC (AWM1506G_2D, Figure 7.6c) et à 09 UTC (AWM1509G_2D, Figure 7.7d). La meilleure des simulations en terme de localisation du maximum de précipitation sur le Var pour la première phase est la simulation avec deux domaines emboîtés démarrant à

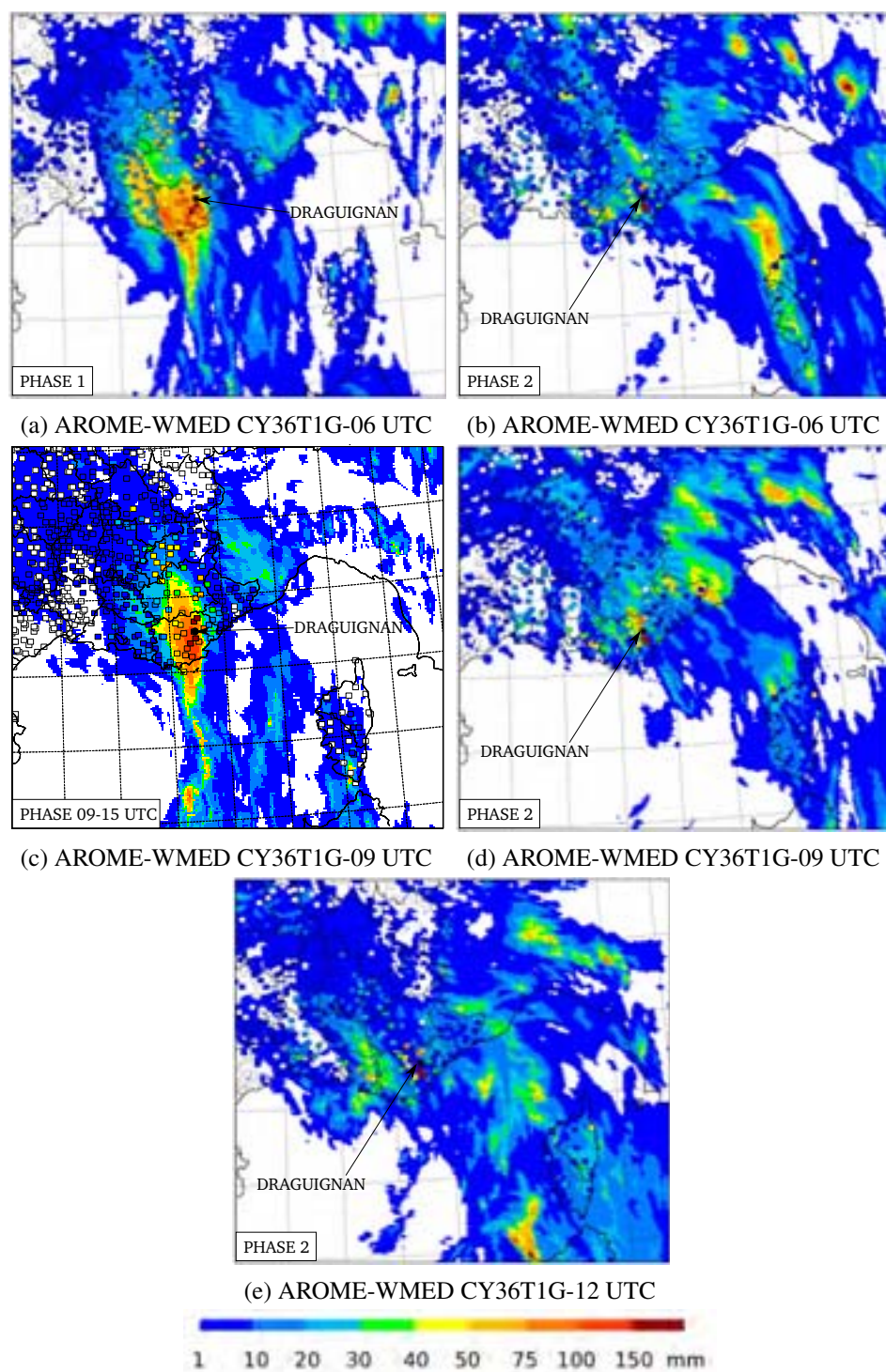


FIG. 7.8: Comme les Figures 7.7 et 7.6, mais pour les prévisions du modèle AROME-WMED à partir des mêmes conditions initiales que les simulations MESO-NH : AWM1506G, cumuls sur la phase 1 (a) et sur la phase 2 (b) ; AWM1509G, cumuls entre 09 UTC et 15 UTC (c) et sur la phase 2 (d) ; AWM1512G, cumuls sur la phase 2 (e). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

06 UTC le 15/06/2010 (AWM1506G_2D, Figure 7.6c). Le maximum de précipitation simulé est de l'ordre de 150 mm pour un maximum observé un peu en dessous de 200 mm sur cette phase.

La seconde phase est relativement mal appréhendée par les différentes expériences, avec des erreurs importantes dans la simulation de l'emprise du système précipitant sur la Méditerranée. Les cumuls de précipitations sur le Var sont sous-estimés par toutes les simulations. Les expériences reproduisant le mieux la seconde phase sont AWM1506G_2D, AWM1509G_2D et AWM1512G (Figures 7.6d, 7.7e et 7.6f).

Ainsi, seule la simulation AWM1506G_2D parvient à reproduire des précipitations fortes sur la région de Draguignan pendant l'intégralité des deux phases de l'épisode (Figures 7.6c et 7.6d).

7.3 Évolution du système précipitant simulé

La localisation des cumuls de pluie n'est pas le seul critère à prendre en compte pour l'étude détaillée du cas, l'évolution de l'activité convective au cours du temps est aussi très importante. Nous nous intéressons donc dans cette section à la simulation de l'évolution temporelle du système précipitant pendant tout l'épisode en la comparant aux observations radar. Nous nous concentrons sur les expériences qui simulent le mieux les cumuls de précipitations, i.e. CEP1400, AWM1500, AWM1506G_2D et AWM1509G_2D. Les réflectivités radar et les vents à 10 mètres observés et simulés sont présentés sur les Figures 7.9 et 7.10. Les températures de brillance dans l'infra-rouge (canal $10.8 \mu m$) observées et simulées sont présentées Figures C.1 et C.2 de l'Annexe C.

Les simulations CEP1400 et AWM1500 simulent un système convectif de méso-échelle avec de fortes précipitations convectives sur le Var dans la matinée comme dans l'observation (Figures 7.9b et 7.9c). Le système ne parvient pas cependant à s'ancrer sur le Var (Figures 7.9e et 7.9f) et son extension sur mer est aussi insuffisante entre 12 UTC et 15 UTC (Figures 7.9h et 7.9i). Les températures de brillance (Annexe C) montrent clairement la sous-estimation de l'activité convective sur la mer Méditerranée. En fin d'après-midi cependant, l'expérience CEP1400 se rapproche à nouveau des observations avec un système très actif organisé en ligne du Var à l'ouest de la Corse (Figure 7.9k).

La simulation AWM1506G_2D arrive à prévoir une activité convective jusqu'au milieu de l'après-midi sur le Var avec une organisation en ligne des précipitations convectives à l'extrémité sud du système convectif de méso-échelle (Figures 7.10bdg). Même si cela est un peu mieux qu'avec les simulations CEP1400 et AWM1500, le système convectif n'est pas suffisamment développé en mer. La simulation AWM1506G_2D reproduit en effet avec retard les remontées orageuses sur mer dans le flux de sud. En fin d'après-midi, comme dans les observations, la bascule du système est reproduite (Figure 7.10j). L'activité convective semble cependant plus limitée entre Corse et continent et l'organisation en ligne des précipitations sur le Var n'est pas bien représentée.

L'expérience AWM1509G_2D produit un système convectif organisé et actif sur le Var jusqu'en milieu d'après-midi, avec une importante extension sur mer qui s'atténue progressivement tandis que des remontées orageuses sur la Corse sont simulées (Figures

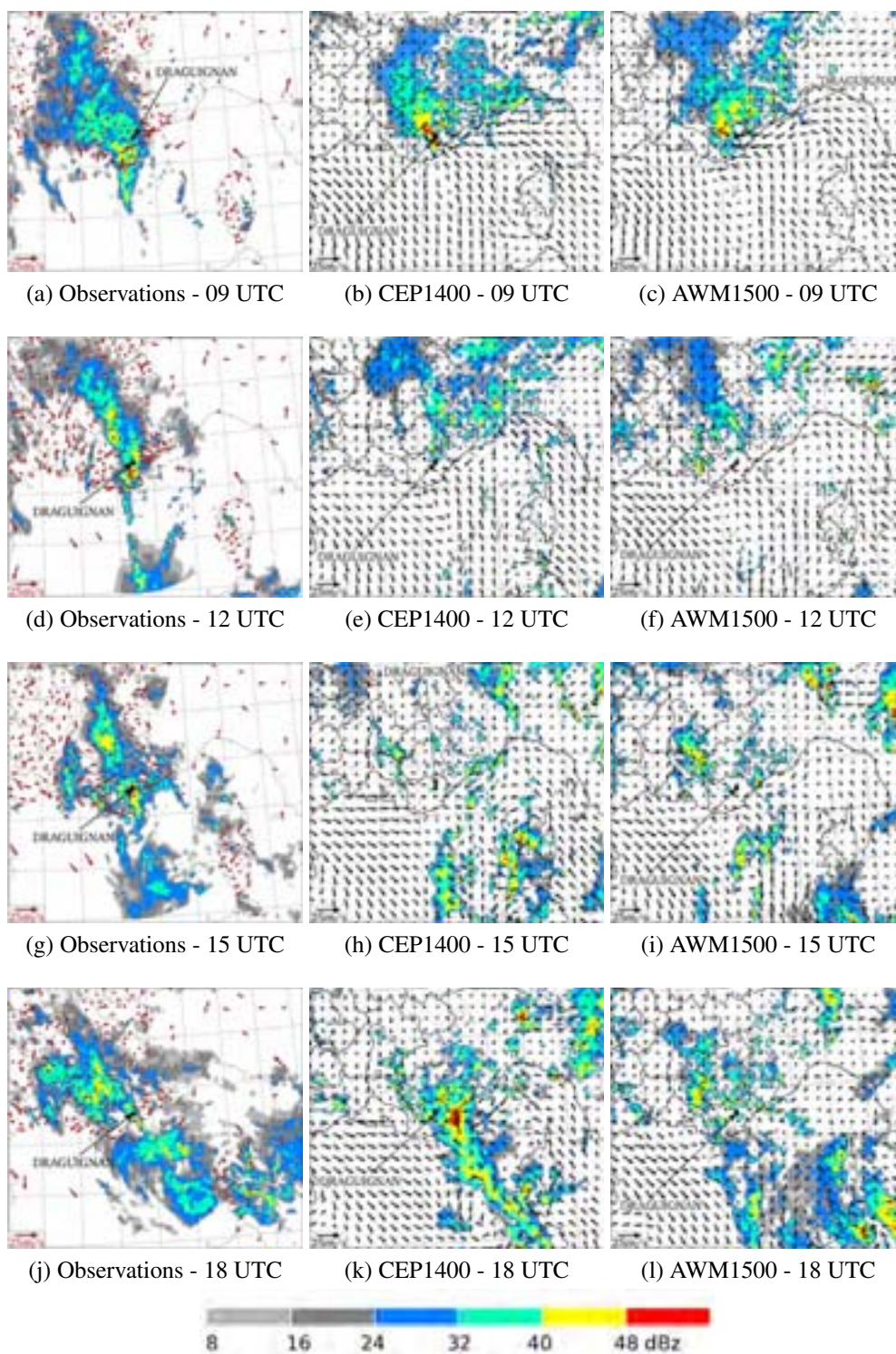


FIG. 7.9: Réflectivité (dBz) observée (composite radar ARAMIS, à gauche) et simulées à 2500 m pour les expériences CEP1400 (au milieu) et AWM1500 (à droite), à 09, 12, 15 et 18 UTC (de haut en bas) le 15/06/10. Les vents à 10 m simulés (flèches noires) et observés (flèches marron) sont superposés. La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

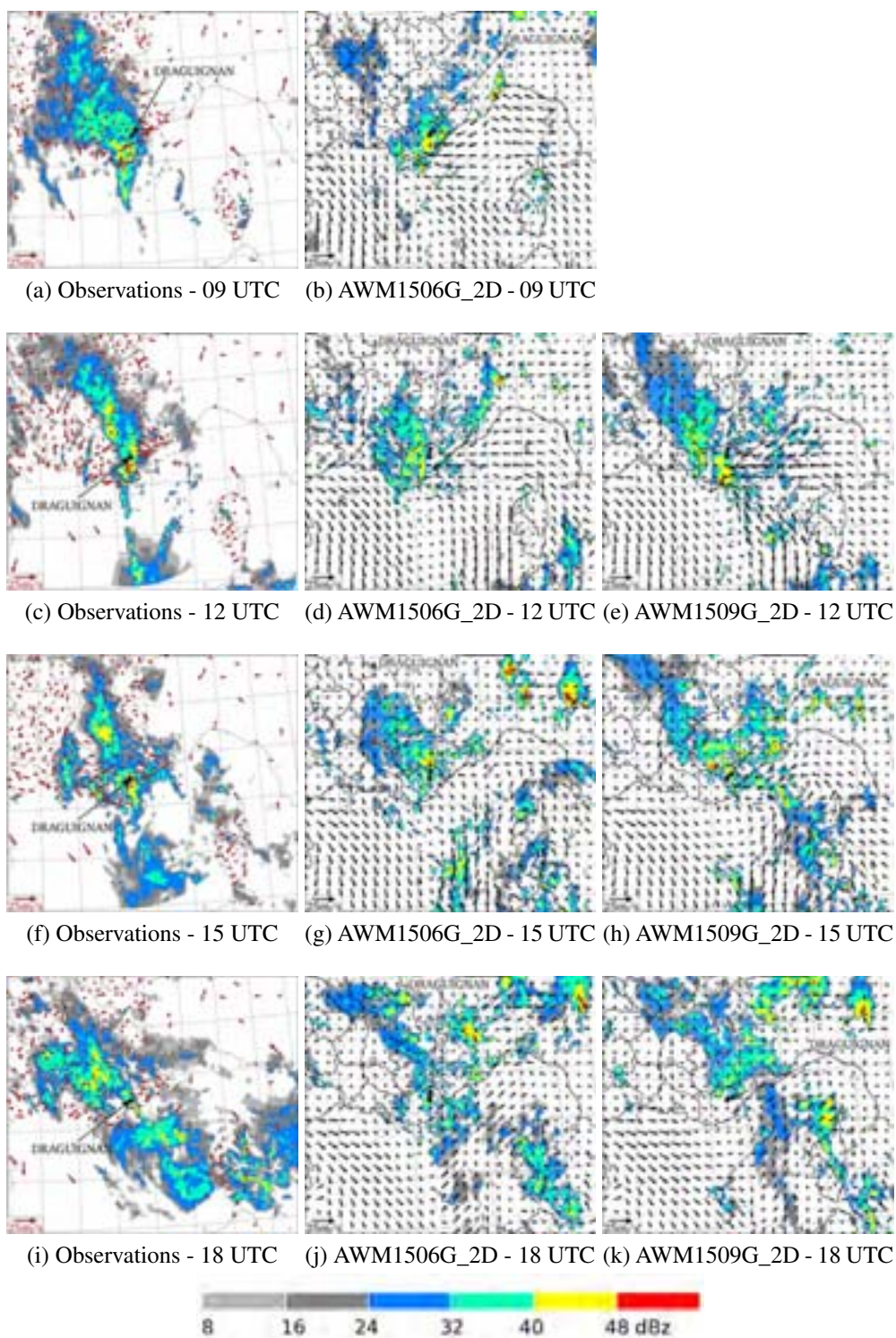


FIG. 7.10: Comme la Figure 7.9, mais pour les simulations AWM1506G_2D (au milieu) et AWM1509G_2D (à droite). La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

7.10e et 7.10h). Le système convectif se déplace alors vers le nord-est du Var en fin d'après-midi (Figure 7.10k). L'extension sur mer est bien représentée dans cette expérience dans la matinée. Les remontées orageuses sont en retard et à l'est de celles obser-

vées. C'est cette expérience qui simule le mieux le développement vertical de l'activité convective, tel qu'appréhendée par les températures de brillance dans l'infra-rouge (Annexe C).

7.4 Impact de la très haute résolution

Les simulations AWM1506G_2D et AWM1509G_2D avec un domaine emboîté à 500 m de résolution sont meilleures en terme de localisation et d'intensité des précipitations fortes sur le Var que les expériences équivalentes à un domaine (AWM1506G et AWM1509G). Par contre, c'est l'inverse pour AWM1512G_2D. Les différences entre les expériences à un domaine ou deux domaines sont toutefois plus proches entre-elles qu'entre expériences ayant des conditions initiales différentes. La Figure 7.11 présente les différences entre les observations et les expériences avec un ou deux modèles. Pour les expériences initialisées avec l'analyse AROME-WMED du 15/06/20 à 06 UTC, l'expérience AWM1506G_2D reproduit mieux à 09 UTC les deux zones de fortes réflectivités observées que l'expérience AWM1506G (Figures 7.11ace). De plus la convergence du vent à 10 mètres au niveau du littoral varois est plus marquée et a lieu plus à l'est (au sud de Draguignan) pour AWM1506G_2D que pour AWM1506G. Les mêmes différences sont visibles entre les observations, AWM1509G et AWM1509G_2D le 15/06/10 à 12 UTC (Figures 7.11bdf).

7.5 Conclusion

A l'aide des analyses des différents systèmes de prévision numérique du temps opérationnels à l'époque de l'événement ou utilisés à postériori, nous avons réalisé un large ensemble de simulations visant à reproduire au mieux cet épisode. Les expériences AWM1506G_2D et AWM1509G_2D sont les meilleures en terme de localisation et de quantité des cumuls de précipitation, mais aussi de simulation de l'évolution temporelle de l'activité convective. Ces deux expériences utilisent un domaine de très fine échelle imbriqué dans un plus grand de maille plus lâche. Cette très haute résolution n'apporte pas de changement important par rapport à une simulation mono-modèle, à 2.5 km de résolution, mais permet néanmoins d'améliorer sensiblement la simulation du cas pour ces deux expériences.

Dans le chapitre suivant qui vise à étudier les mécanismes impliqués dans cet événement, nous utiliserons la meilleure expérience qui couvre l'intégralité de l'événement c'est-à-dire AWM1506G_2D. Ponctuellement, on pourra être amené à utiliser la simulation AWM1509G_2D qui simule mieux l'extension en ligne sur mer du système convectif en milieu d'après-midi.

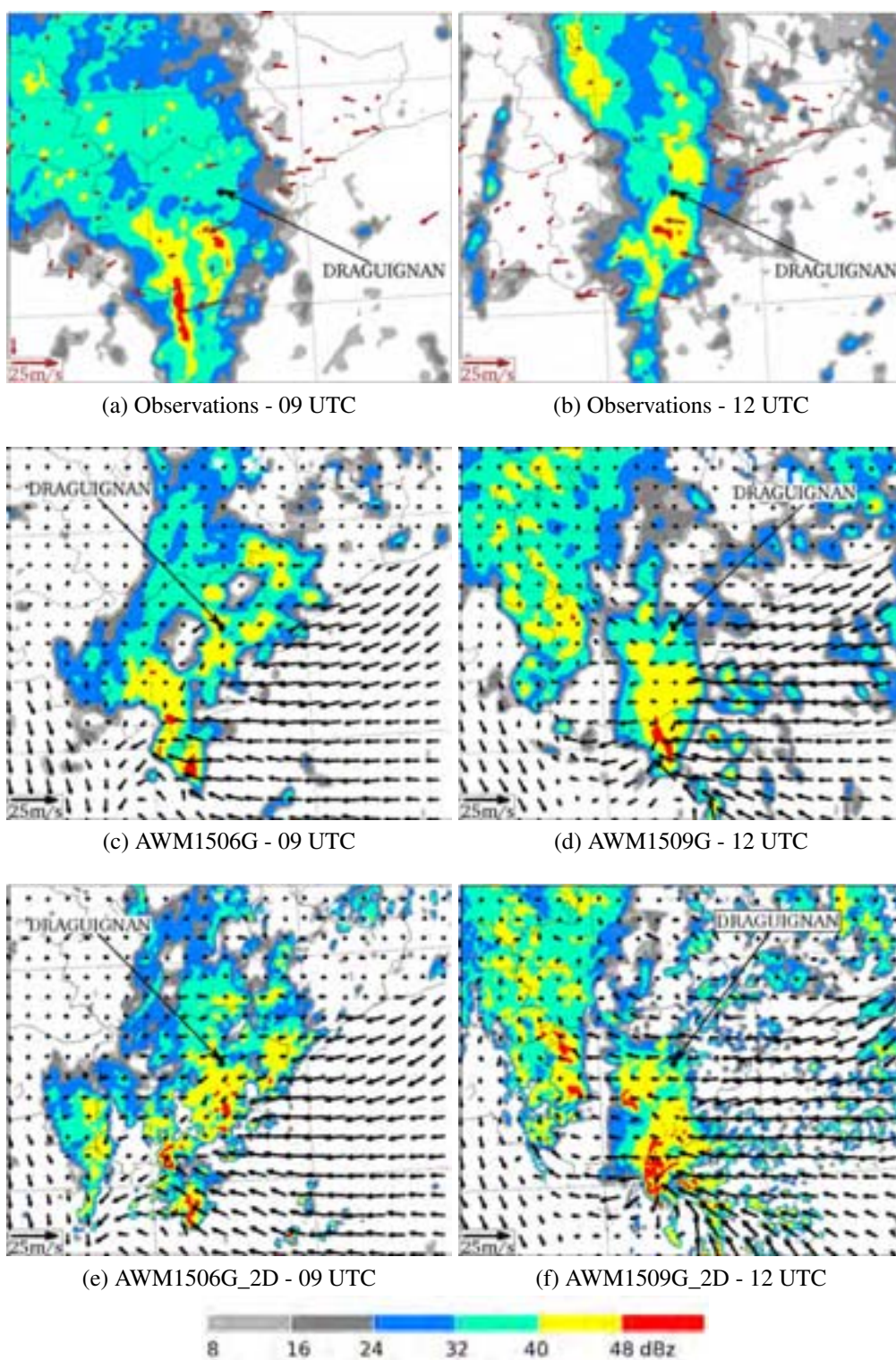


FIG. 7.11: Réflectivité (dBz) observée à 09 UTC (a) et 12 UTC (b) et simulées à 2500m pour les expériences AWM1506G (c) et AWM1506G_2D (e) à 09 UTC et les expériences AWM1509G (d) et AWM1509G_2D (f) à 12 UTC. Les vents à 10 m simulés (flèches noires) et observés (flèches marron) sont superposés aux réflectivités. La position de Draguignan est indiquée par le point noir.

Chapitre 8

Étude détaillée des mécanismes

Sommaire

8.1	Phase 1a : Mise en place du système quasi-stationnaire sur le Var (06-11 UTC)	93
8.1.1	Environnement à méso-échelle	94
8.1.2	Étude des mécanismes de soulèvement et de stationnarité	97
8.1.3	Synthèse	106
8.2	Phase 1b : Organisation en ligne convective N/S (11-15 UTC)	107
8.2.1	Environnement à méso-échelle	108
8.2.2	Étude des mécanismes de soulèvement et de stationnarité	110
8.3	Phase 2 : Organisation du système selon un axe NO/SE (15-21 UTC)	116
8.3.1	Environnement de méso-échelle	116
8.3.2	Synthèse	120
8.4	Conclusions	121

Nous étudions dans ce chapitre les différents mécanismes de déclenchement et de maintien de la convection profonde sur le Var sur la base des meilleures simulations numériques décrites au chapitre précédent. Nous nous focalisons d'abord sur la phase de mise en place du système quasi-stationnaire sur le Var, puis d'organisation en ligne nord/sud de la convection sur le Var et la mer Méditerranée. Nous terminerons par une analyse rapide de la seconde phase caractérisée par un basculement à une orientation nord-ouest/sud-est des précipitations et qui est moins bien appréhendée par les simulations.

8.1 Phase 1a : Mise en place du système quasi-stationnaire sur le Var (06-11 UTC)

Pour la phase 1a, la simulation AWM1506G_2D est exploitée en priorité. Les réflectivités à 2500 m et les vents à 10 m simulés par AWM1506G_2D sont présentés Figure 8.1. Dans les premières heures de simulation, les précipitations deviennent quasi-stationnaires, avec une partie convective ($> 40 \text{ dBz}$) s'étendant de la limite nord du département du Var au littoral varois.

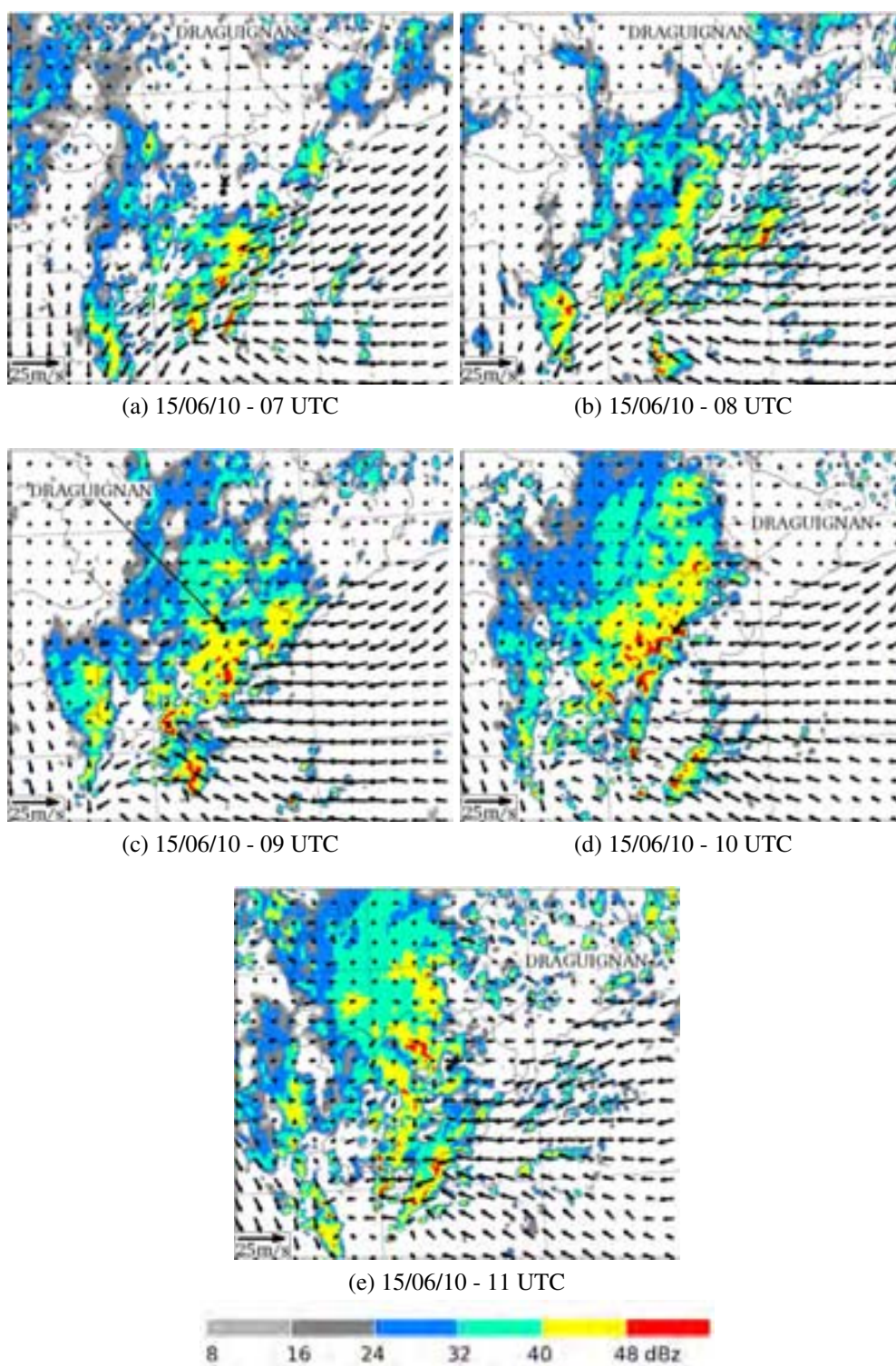


FIG. 8.1: Réflectivité à 2500 m (plages de couleurs, dBz) et vent à 10 m (flèches, $m.s^{-1}$) simulés pour l'expérience AWM1506G_2D le 15/06/10 de 07 UTC à 11 UTC.

8.1.1 Environnement à méso-échelle

La Figure 8.2 présente l'environnement à méso-échelle du système à 06 UTC tel que décrit par l'analyse AROME-WMED utilisée en conditions initiales de la simula-

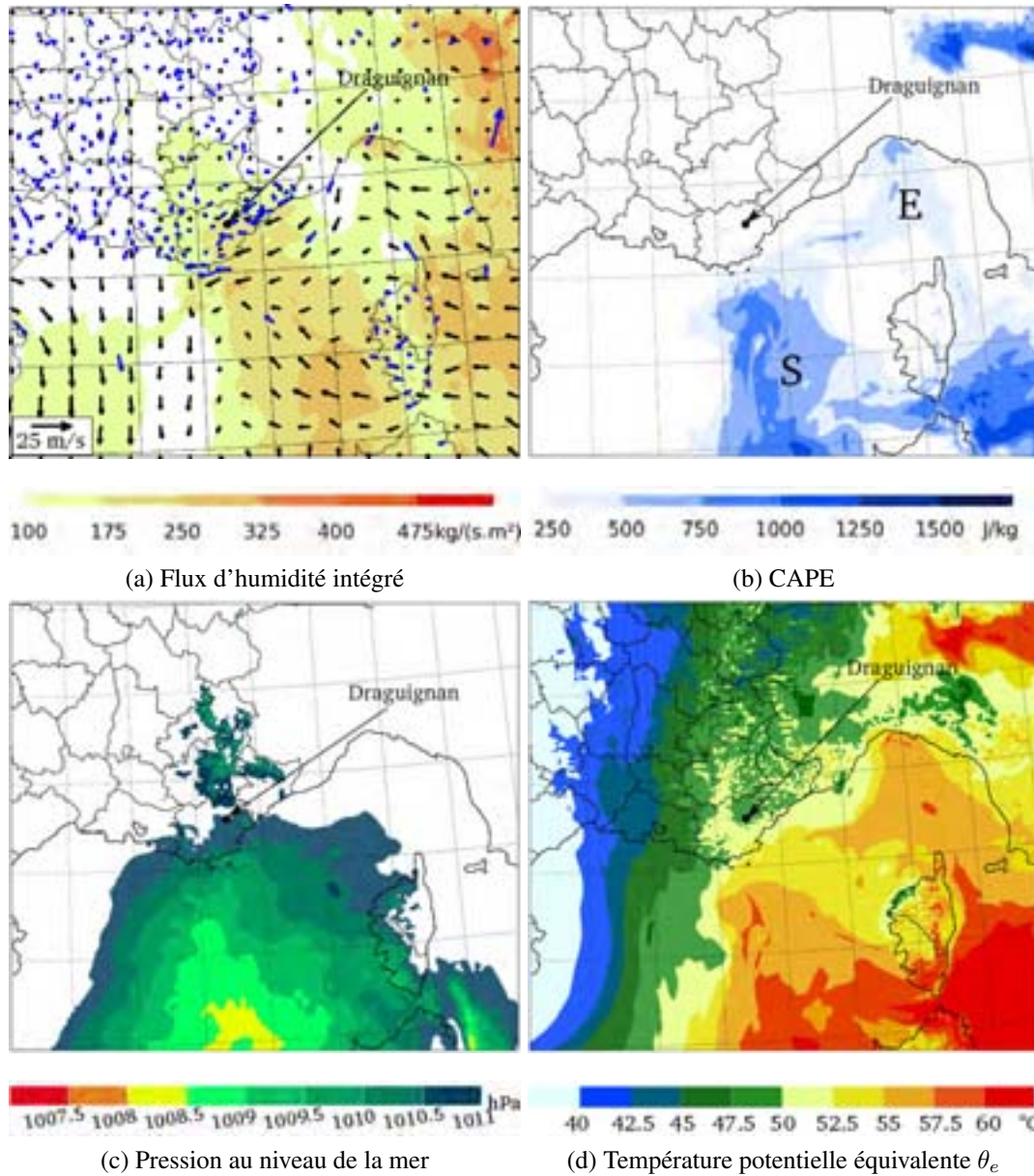


FIG. 8.2: Flux d'humidité intégré sur les 3000 premiers mètres (plages de couleurs, $kg.s^{-1}.m^{-2}$) et vent à 10 m (flèches noires, $m.s^{-1}$) (a), CAPE (plages de couleurs, $J.kg^{-1}$) basée sur la particule la plus instable (b), pression au niveau de la mer (plages de couleurs, hPa) (c) et température potentielle équivalente θ_e (plages de couleurs, $^{\circ}C$) (d), pour l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 06 UTC. Les flèches bleues correspondent aux observations de vents à 10 m (a). Les labels E et S de la vignette (b) correspondent aux deux branches d'alimentation, de composante Est et Sud/sud-est.

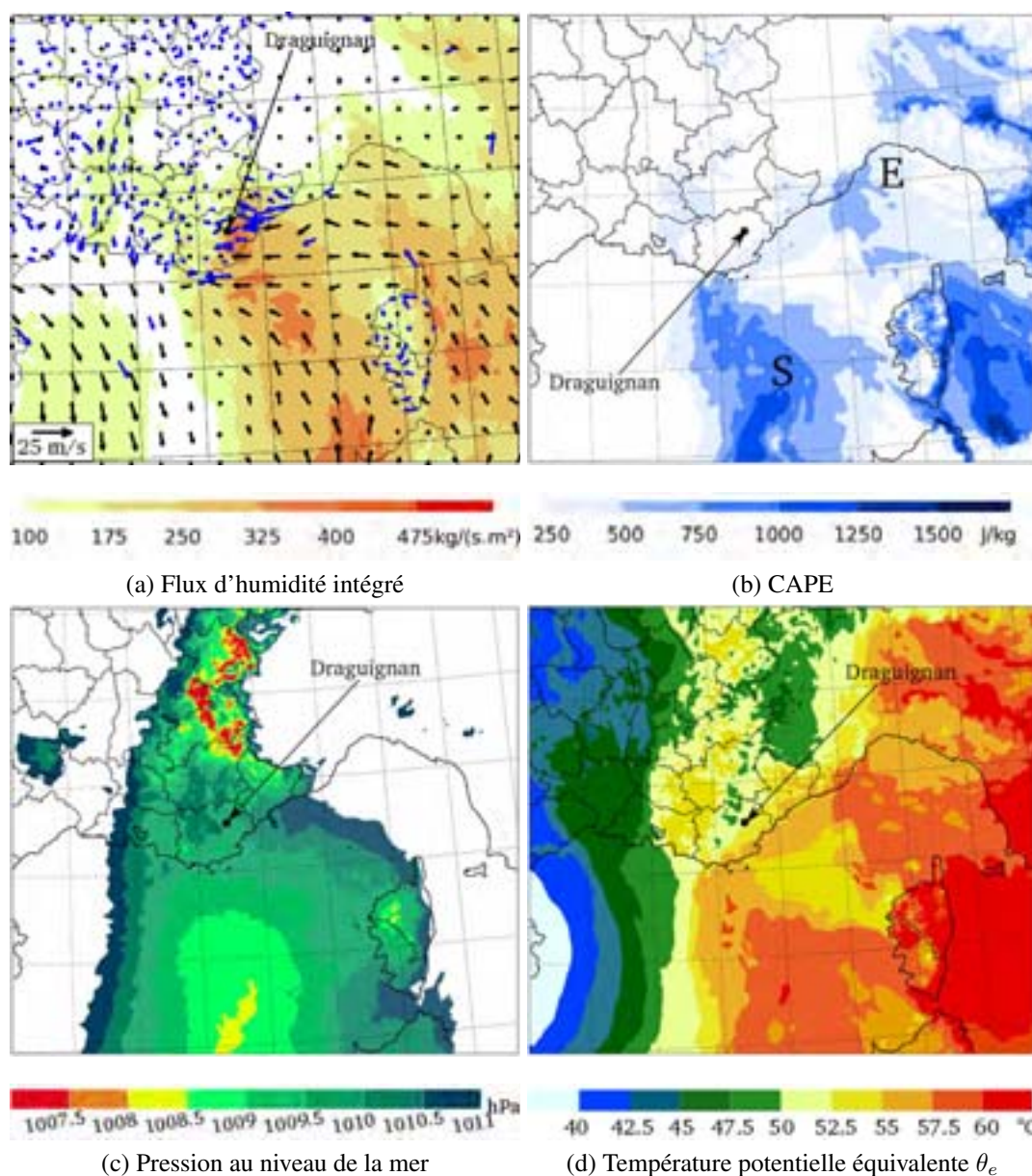


FIG. 8.3: Comme la Figure 8.2, mais le 15/06/10 à 10 UTC.

tion AWM1506G_2D. La Figure 8.3 présente quant à elle les mêmes paramètres quatre heures plus tard. La circulation de basses couches est complexe et peu d'observations sont disponibles pour la valider sur mer. Dans la matinée, à l'ouest du domaine un vent de composante nord-ouest se met en place sur mer comme l'attestent les observations de la bouée du Golfe du Lion, représentées Figures 8.2a et 8.3a par les vecteurs de couleur bleue. La simulation se compare en général bien à cette observation (Figures 8.2a et 8.3a). A l'autre extrémité du domaine marin, dans le Golfe de Gênes, le flux de composante nord-est à est contournant les Alpes se compare également bien à l'observation de la bouée Côte d'Azur (Figure 8.2a). Par contre, il ne rentre pas suffisamment à l'intérieur des terres du Var et des Alpes-Maritimes. Ce flux est associé à une langue d'air conditionnellement instable pointant vers le Var (label E sur les Figures 8.2b et 8.3b), avec des

CAPE de l'ordre de $250-500 \text{ J.kg}^{-1}$.

Au sud de cette zone, à l'ouest de la Corse et de la Sardaigne, des vents de composante sud-est sont simulés et se comparent bien à l'observation du bateau croisant dans la zone à 06 UTC (Figure 8.2a). Ce flux vire progressivement au sud avec le temps mais aucune observation de vent à 10 m n'est disponible dans la zone jusqu'à la fin d'après-midi pour valider les simulations. Ce flux situé sur le bord est d'une zone de basses pressions au large de la Sardaigne et Sud de la Corse (Figures 8.2c et 8.3c) est associé à une masse d'air (label S) à fort θ_e et conditionnellement instable avec des valeurs de CAPE autour de 1000 J.kg^{-1} (Figures 8.2b, 8.3b, 8.2d et 8.3d). Ce flux est aussi un vecteur d'humidité comme le montre le module du flux d'humidité \vec{Q}_{3000} dans les 3000 premiers mètres (Figures 8.2a et 8.3a).

8.1.2 Étude des mécanismes de soulèvement et de stationnarité

8.1.2.1 Convergence de basses couches

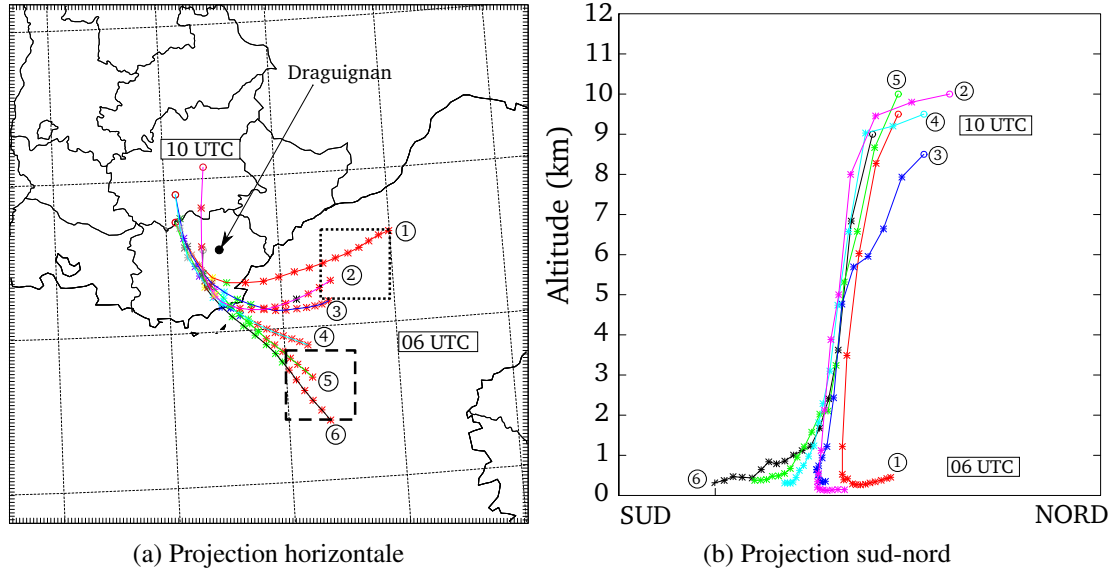


FIG. 8.4: Rétro-trajectoires entre 10 UTC et 06 UTC, le 15/06/10, pour l'expérience AWM1506G_2D : projection sur le plan horizontal (a) et dans un plan sud-nord (b). Les boîtes (est [en pointillés] et sud-est [en traits tiretés]) sont utilisées pour les lâchers de particules de la Figure 8.5 et les sondages moyens présentés Figure 8.6.

Des rétro-trajectoires lagrangiennes d'une durée de 4 heures initialisées à 10 UTC sont réalisées afin de préciser l'alimentation en humidité et en énergie du système convectif sur le Var (Figure 8.4). Les particules sont initialement choisies au sommet des tours convectives (Figure 8.1d) et de l'enclume du système convectif de méso-échelle (MCS) à différentes altitudes (de 8 à 10 km). Les rétro-trajectoires nous montrent que les particules proviennent de deux zones distinctes : de la partie ouest du Golfe de Gênes soumises aux vents de basses couches d'est (particules 1, 2, 3) et d'une zone située sur mer, entre la Corse et le Var, dans le flux de basses couches de sud-est (particules 4, 5, 6). Elles ont pour origine les premiers 500 mètres de l'atmosphère. Les particules ayant pour origine le

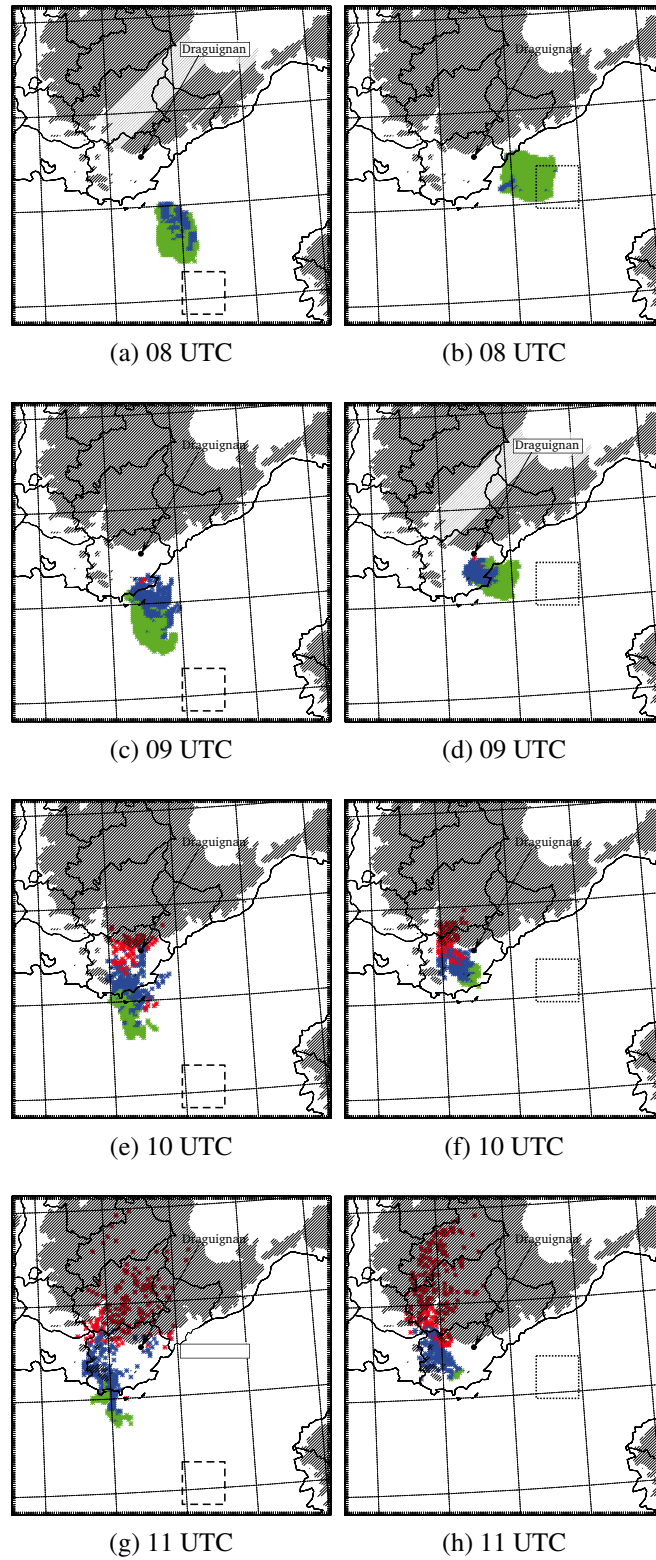


FIG. 8.5: Lâchers de particules dans le flux de sud-est (colonne de gauche) et d'est (colonne de droite) pour l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 08 UTC (ab), 09 UTC (cd), 10 UTC (ef) et 11 UTC (gh). Le relief au-dessus de 500 m est hachuré. Les particules vertes sont situées entre 0 et 500 m, les bleues entre 500 et 5000 m et les rouges au-dessus de 5000 m.

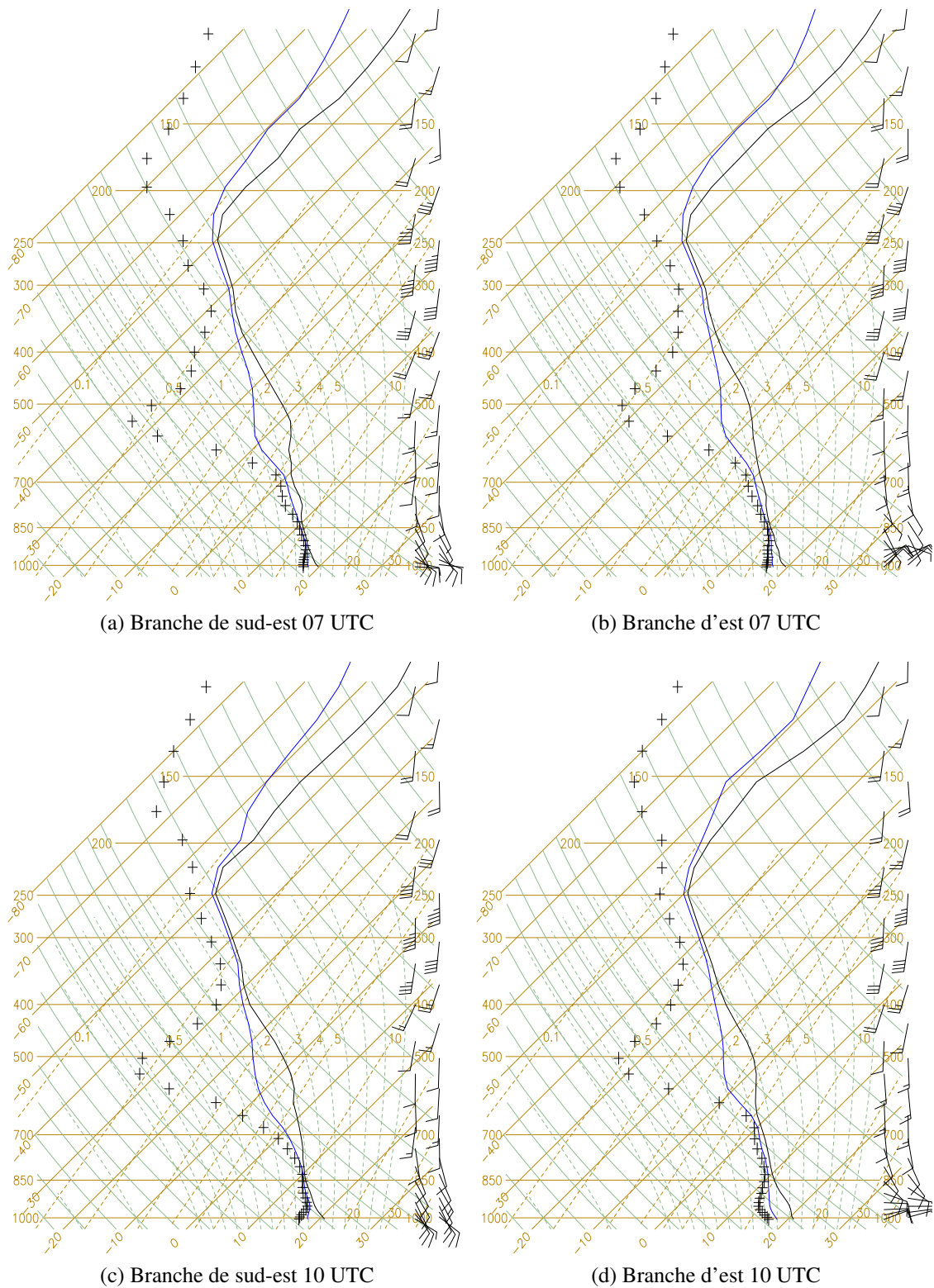


FIG. 8.6: Sondages moyens réalisés dans la branche de composante sud-est (colonne de gauche) et de composante est (colonne de droite), le 15/06/10 à 07 UTC (ab) et 10 UTC (cd).

flux d'est sont advectées à ce niveau avant d'être soulevées rapidement depuis ce niveau jusqu'au sommet des tours convectives. Les particules issues du flux de sud-est sont soulevées plus progressivement jusqu'au dessus de 1000 mètres avant d'être entraînées dans les ascendances convectives.

Afin de compléter cette analyse, des lâchers de particules sont réalisés à 07 UTC pour des boîtes comprises entre 0 et 500 m d'altitude et de 50 km de côté (*i.e.* 20 points x 20 points) dans les deux branches principales en amont du MCS (boîtes présentées sur la Figure 8.4a). Elles sont suivies au pas horaire de 08 UTC à 11 UTC grâce à la Figure 8.5. Les particules sont représentées par des étoiles vertes lorsqu'elles sont entre 0 et 500 m d'altitude, les bleues sont entre 500 et 5000 m, les rouges sont au-delà de 5000 m. Les particules rouges sont celles qui sont entraînées par des ascendances convectives et contribuent à l'enclume du système au nord-ouest des ascendances convectives. La proportion de particules étant soulevées au-delà de 5000 m semble être équitablement répartie entre les deux branches. Les deux branches du flux de basses couches alimentent donc bien la convection avec une branche de composante est et une seconde de sud-est qui convergent vers le Var comme le mettent clairement en évidence les rétro-trajectoires (Figure 8.4a).

	Flux de sud-est		Flux d'est	
Horaires	07 UTC	10 UTC	07 UTC	10 UTC
LCL (hPa)	964	935	952	936
LFC (hPa)	918	855	855	879
CAPE ($J.kg^{-1}$)	351	381	93	237
DCAPE ($J.kg^{-1}$)	845	916	785	825
Fr_w	0.26	0.32	0.24	0.33

TAB. 8.1: Paramètres calculés sur les sondages moyens des boîtes en amont des flux de sud-est et d'est présentées sur la Figure 8.4, le 15/06/10 à 07 UTC et à 10 UTC.

Nous nous intéressons maintenant aux caractéristiques de ces deux branches d'alimentation à partir de profils moyens réalisés à 07 UTC et 10 UTC dans les mêmes boîtes que celles des lâchers de particules (Figure 8.4a). Les sondages moyens obtenus sont présentés Figure 8.6 et les diagnostics calculés sur ces sondages sont rapportés dans le Tableau 8.1. Quel que soit l'horaire considéré, le flux de sud-est présente toujours une plus forte instabilité convective conditionnelle que la branche d'est. Pour chaque branche, une augmentation de l'instabilité est notable entre 07 UTC et 10 UTC avec une augmentation plus prononcée pour le flux d'est. Si le niveau de condensation (LCL) et le niveau de convection libre (LFC) sont plus bas pour le flux de sud-est à 07 UTC (LFC ~ 800 m), le LCL devient identique pour les deux flux et le LFC légèrement plus bas pour le flux d'est. En même temps, aussi bien dans la simulation que dans les observations, le flux de nord-est sur le littoral du Var vire progressivement à une direction est, tout en se renforçant (Figure 8.3a). Le flux d'humidité en basses couches associé à ce flux E augmente en conséquence. Ce flux E est limité aux très basses couches, *i.e.* les 500 premiers mètres, et vire rapidement à un flux de sud au dessus (Figure 8.6). Le nombre de Froude humide calculé pour le flux E et une hauteur caractéristique des Alpes de 3000 m indique des valeurs inférieures à 1, suggérant des conditions plus favorables au contournement des Alpes qu'à leur franchissement. Nous notons une augmentation du nombre de Froude humide avec le

temps laissant penser à un affaiblissement de l'effet de contournement notamment pour les reliefs moins élevés du littoral de la Côte d'Azur, ceci est cohérent avec des vents d'est entrant plus sur les terres à 10 UTC. L'intensification de l'activité convective du système précipitant simulée (Figures 8.1) est aussi cohérente avec l'augmentation de l'instabilité conditionnelle et du flux d'humidité.

Nous avons donc ainsi mis en évidence une forte convergence de deux flux conditionnellement instables qui conduit au soulèvement de ces flux et au déclenchement répété de cellules convectives sur le littoral du Var.

8.1.2.2 Dôme d'air froid sous orage

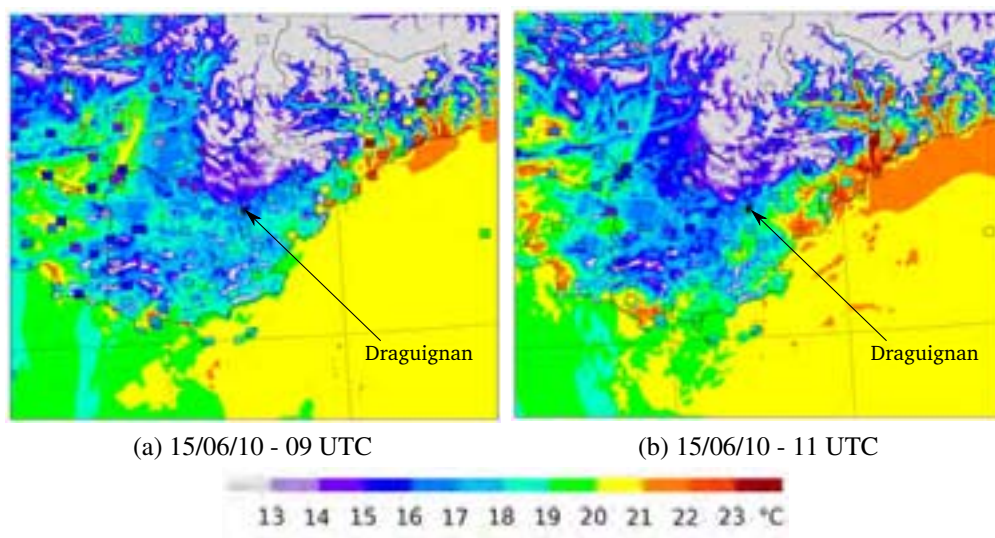


FIG. 8.7: Température à 2 m observée (carrés, °C) et simulée (plages de couleurs, °C) par l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 09 UTC et 11 UTC.

Au cours de la première phase, un refroidissement se développe sous les précipitations du MCS, comme les observations de température à 2 mètres le laissent penser (Figure 8.7). Le refroidissement simulé est globalement du même ordre de grandeur que celui indiqué par les observations de température à 2 mètres. Les observations de température à 2 m indiquent cependant un refroidissement plus étendu, notamment sur les Bouches-du-Rhône et la vallée de la Durance (Alpes-de-Haute-Provence). Dans l'expérience AWM1506G_2D, ce courant de densité, délimité par les températures potentielles virtuelles θ_v au dernier niveau modèle inférieures à 22 °C environ sur la Figure 8.8, reste sur le Var tout au long de la phase 1a. Il s'intensifie jusqu'en milieu de journée, avec un refroidissement maximum de l'ordre de 4 °C. Le refroidissement a une épaisseur de l'ordre de 600 m, comme le montre la coupe ouest/est de θ_v sur le Var (Figure 8.8f). Comme pour les tours convectives, nous avons cherché à déterminer l'origine de particules lagrangiennes prises dans le courant de densité, entre 100 et 600 m d'altitude, et à 11 UTC. Les particules ont pour origine principale une zone à 3-4 km d'altitude au large du Var comme le montrent les rétro-trajectoires sur 5 heures (Figure 8.9). Conformément à la direction du flux au dessus de 2000 m sur mer (Figures 8.6a et 8.6c) les particules sont

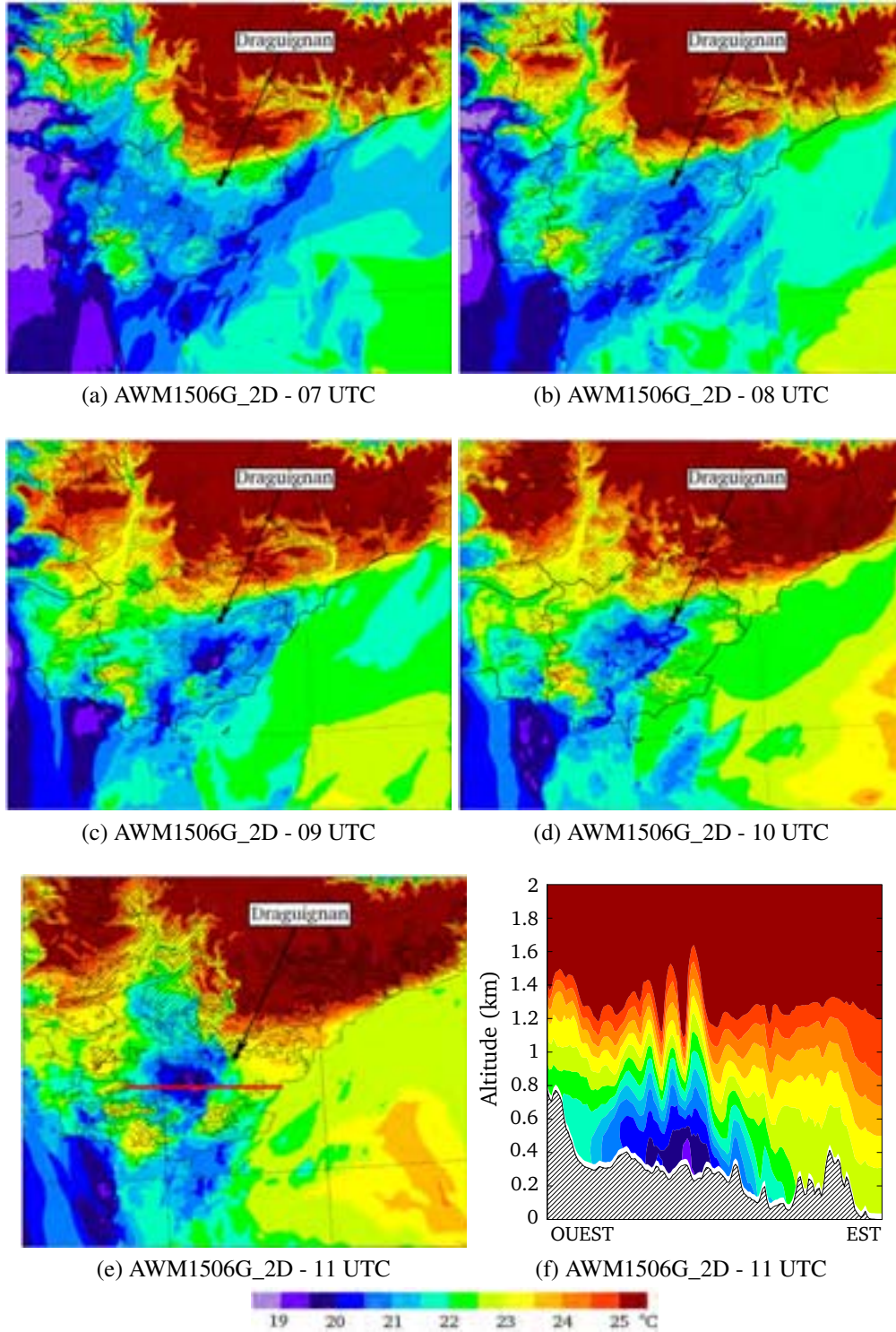


FIG. 8.8: Température potentielle virtuelle θ_v à 36 m (plages de couleurs, °C) pour l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 de 07 UTC à 11 UTC (abcde). Coupe verticale de θ_v (plages de couleurs, °C) suivant l'axe rouge présenté sur la Figure 8.8e, le 15/06/10 à 11 UTC.

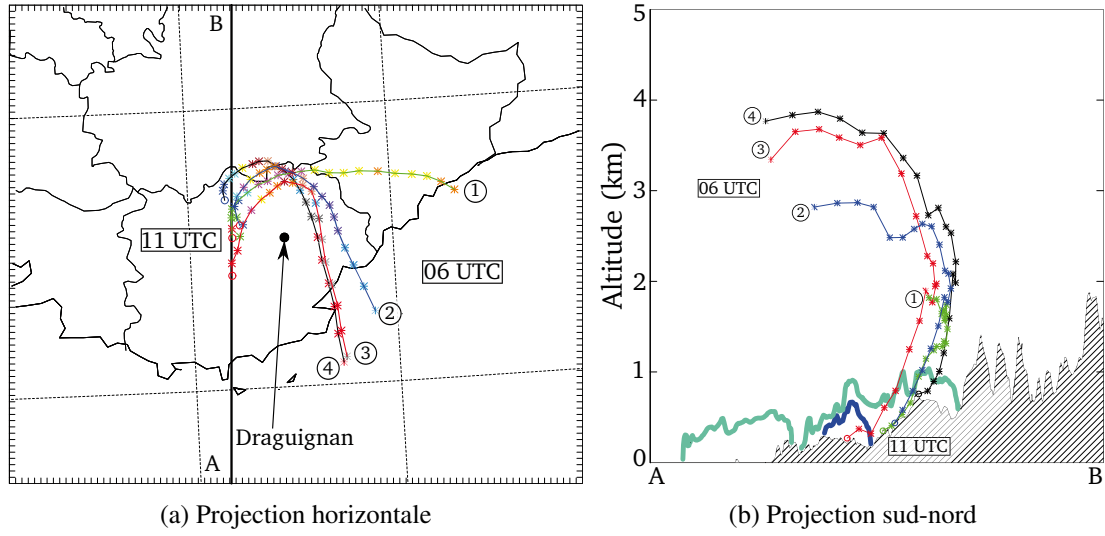


FIG. 8.9: Rétro-trajectoires entre 11 UTC et 06 UTC, le 15/06/10, pour l'expérience AWM1506G_2D : projection horizontale (a) et sud-nord (b). La vignette (b) présente une coupe de θ_v suivant l'axe AB présenté sur la Figure 8.9a pour $\theta_v=20.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ en bleu et $\theta_v=22\text{ }^{\circ}\text{C}$ en turquoise.

advectées par un flux de sud depuis des zones plus sèches entre 2 et 4 km (Figure 8.10a), puis sous l'effet de subsidences juste à l'arrière de la partie convective, elles plongent vers la surface (Figure 8.10b). Une fois proches de la surface, elles sont advectées par un flux de nord de basses couches à l'arrière du système (Figure 8.1d). Les valeurs de DCAPE élevées dans la zone d'origine des rétro-trajectoires confirment des conditions propices à l'évaporation des précipitations.

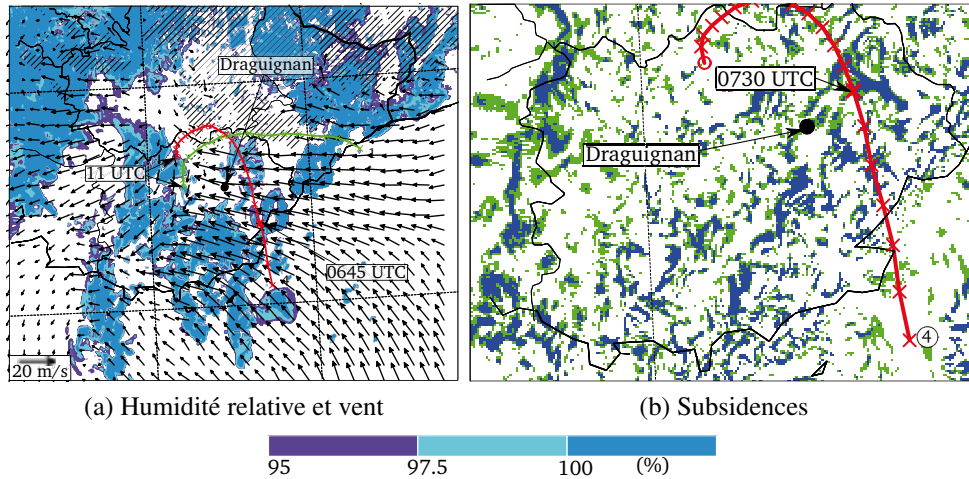


FIG. 8.10: Humidité relative à 3800 m (plages de couleurs, %) à 0645 UTC, vent horizontal à 1000 m (flèches, $m.s^{-1}$) à 11 UTC et projection horizontale des rétro-trajectoires 1 et 4 de la Figure 8.9, pour l'expérience AWM1506G_2D (a). Vitesse verticales $-0.5 < w < -0.2\text{ }m.s^{-1}$ (plages bleues) et $-0.2 < w < 0\text{ }m.s^{-1}$ (plages vertes), à 3500 m le 15/06/10 à 0730 UTC et rétro-trajectoire 4 de la Figure 8.9, pour l'expérience AWM1506G_2D (b).

Afin de préciser le rôle de ce courant de densité dans la stationnarisation du système sur le Var, une simulation supplémentaire a été réalisée, elle est nommée AWM1506GS_2D. Dans cette dernière, les tendances dues à l'évaporation de l'eau liquide précipitante, à la sublimation de la neige et du graupel ne sont pas prises en compte dans l'équation de la température potentielle, tout en conservant les processus microphysiques associés. Le champ de température potentielle virtuelle θ_v au dernier niveau modèle simulé pour l'expérience AWM1506GS_2D à 09 UTC (Figure 8.11a) par comparaison à celui de l'expérience AWM1506G_2D à la même heure (Figure 8.8c) permet de confirmer l'origine du refroidissement constaté sur le Var, par évaporation/sublimation des précipitations.

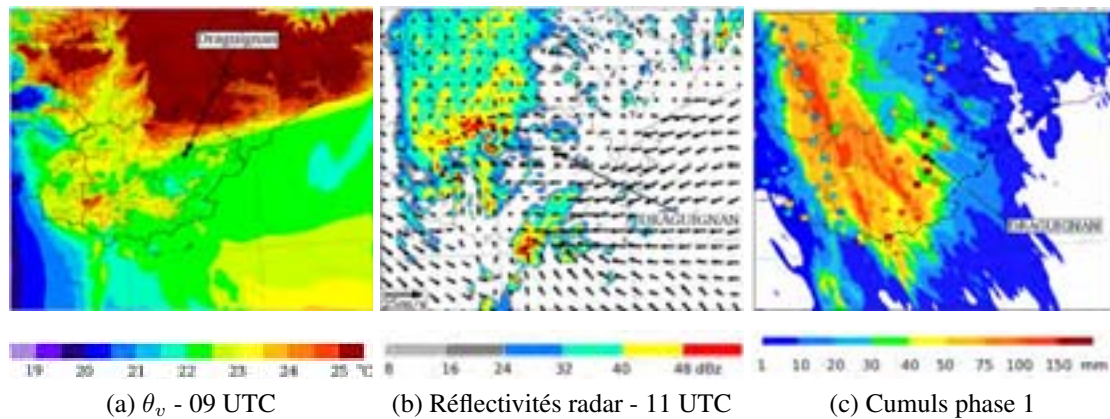


FIG. 8.11: Comme les Figures 8.8c, 8.1e et 7.6c mais pour AWM1506GS_2D.

En observant la position et la structure du système convectif développé dans l'expérience AWM1506GS_2D (Figure 8.11b à comparer à 8.1e), nous mettons en évidence un rôle du refroidissement sous le système dans la stationnarisation de la convection sur le Var et par conséquent sur les cumuls de précipitations sur la région (Figure 8.11c). En effet, le système convectif se déplace progressivement vers le nord-ouest sous forme d'une large ligne convective orientée sud/nord qui s'étend des Bouches-du-Rhône aux Alpes-de-Haute-Provence à 11 UTC. En l'absence de refroidissement sous orage important, le flux de basses couches n'est plus bloqué par la plaque d'air froid (Figure 8.11a).

L'écoulement est alors soulevé par convergence entre les deux flux marins, mais aussi par forçage orographique. En effet, le flux n'étant plus stoppé par le courant de densité et le flux de nord associé, il peut entrer dans les terres jusqu'aux reliefs présents sur le piémont des Alpes du Sud (Figure 8.11b à comparer à 8.1e).

8.1.2.3 Rôle du relief

Un premier rôle du relief des Alpes est la production du flux de contournement d'est à sud-est en mer qui amène de la convergence sur mer et sur le littoral et la formation de cellules convectives dans la région comme nous l'avons vu ci-dessus.

Un autre rôle du relief alpin est mis en évidence avec le contournement des Alpes par le flux de nord en basses couches qui emprunte la vallée du Rhône et s'étale sur le Golfe du Lion. Une partie de ce flux passe aussi au-dessus du relief et explique en partie la composante nord du flux à l'arrière du système convectif (Figure 8.13). Cet effet est renforcé par l'écoulement le long des pentes du relief de l'air froid sous orage ainsi que

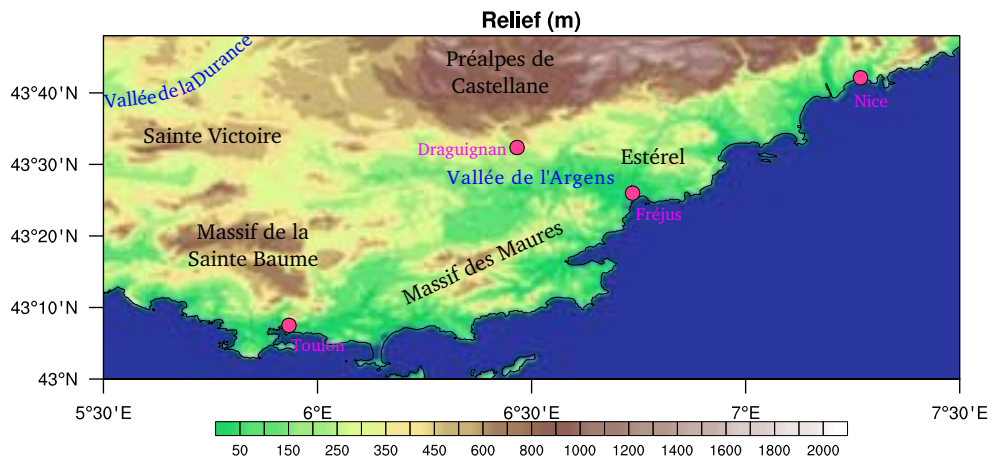


FIG. 8.12: Carte de l'orographie du Var et ses environs. Les villes sont notées en rose, les vallées des deux principaux cours d'eau en bleu, les reliefs en noir.

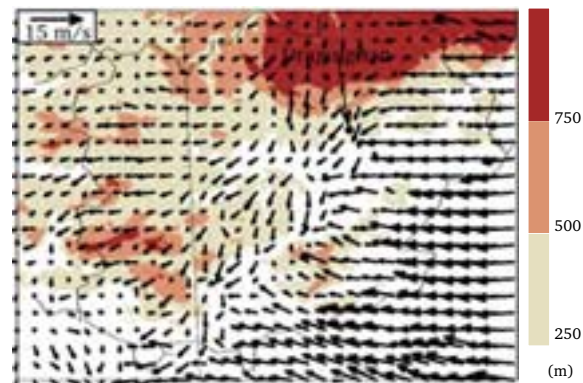


FIG. 8.13: Vent à 10 m (flèches noires) superposé au relief (plages de couleurs, m) sur le Var, le 15/06/10 à 10 UTC pour l'expérience AWM1506G_2D.

des effets de blocage et de canalisation de cet air froid dans les vallées de la région du Var. Ces effets des structures fines du relief sont mieux représentées par la simulation incluant un domaine à 500 m de résolution. Enfin, le relief de la région constitue aussi un forçage orographique direct déclenchant ou renforçant les cellules convectives sur les pentes au vent d'est ou nord-est comme le montrent les ascendances à 250 m et 500 m ainsi que l'eau nuageuse à 1000 m (Figures 8.14 et 8.15a).

Sur la Figure 8.13, on note clairement un flux de nord froid s'écoulant sur les pentes des Préalpes de Castellane. Un effet de canalisation de cet air froid entre les Massifs des Maures et de la Sainte Baume est visible. Il alimente la zone de refroidissement plus important labellée C2 sur la Figure 8.14a. Des ascendances sont générées sur le bord d'attaque de cet air froid forçant le flux d'est à se soulever. Le champ d'eau liquide nuageuse à 1000 m montre clairement la formation de cellules convectives le long du bord d'attaque de C2 (Figure 8.15a). En ce qui concerne C1, son forçage sur le flux d'est se combine généralement à celui du relief pour expliquer la zone d'eau liquide nuageuse à l'est du Var. Tout d'abord, dans la vallée de l'Argens, lorsqu'aucun relief en amont de C1 ne bloque le flux d'est, C1 force le flux à se soulever et génère des cellules convectives sur

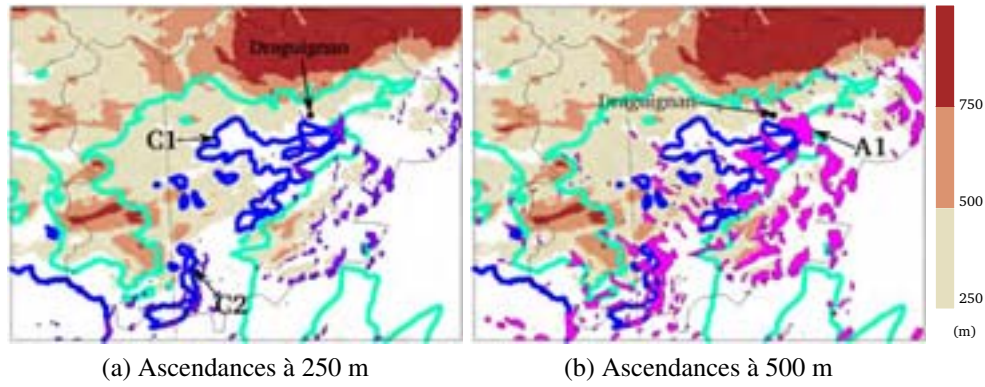


FIG. 8.14: θ_v à 36 m (isoligne bleue $\theta_v=20.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ et turquoise $\theta_v=22\text{ }^{\circ}\text{C}$), relief sur le Var (plages de couleurs, m), superposé aux ascendances à 250 m (plages violettes, $0.5m.s^{-1}$) (a) et à 500 m (plages roses, $0.5m.s^{-1}$) (b), le 15/06/10 à 10 UTC pour l'expérience AWM1506G_2D.

son bord nord-est, dans la région de Draguignan (label A1). Plus au sud, le Massif des Maures constitue un premier obstacle au flux de basses couches d'est et des ascendances sont produites sur tous les flancs exposés à ce flux (Figure 8.14a) ainsi que de l'eau liquide nuageuse. Le bord d'attaque de C2 à l'ouest du Massif des Maures, constitue une seconde source de soulèvement du flux d'est. Les cellules convectives déclenchées par forçage orographique direct ou par soulèvement sur le bord d'attaque de la plage vont précipiter à l'arrière au niveau de la plage froide ; autorisant alors son maintien et son renforcement (Figure 8.15b).

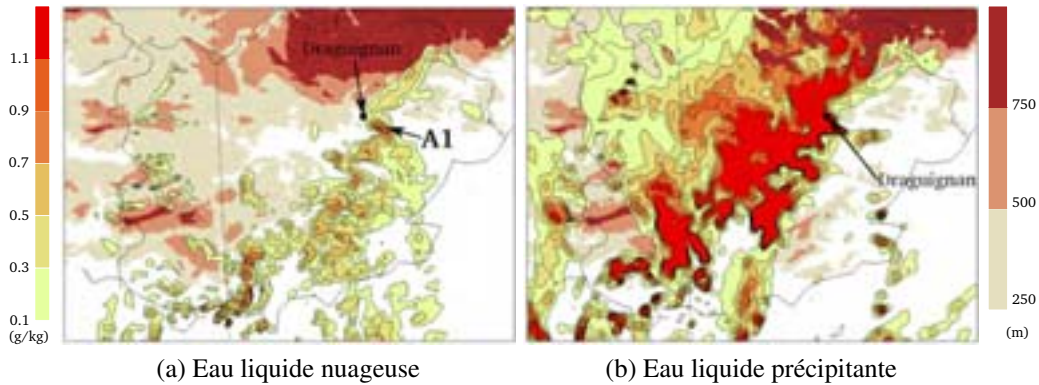


FIG. 8.15: Rapport de mélange en eau nuageuse à 1000 m (a) et en eau précipitante à 1000 m (b) (plage de couleurs orangées, $g.kg^{-1}$), relief (plages de couleurs marron, m), le 15/06/10 à 10 UTC pour l'expérience AWM1506G_2D.

8.1.3 Synthèse

Les premières cellules convectives sont déclenchées sur le littoral du Var et des Alpes-Maritimes par la convergence du vent de contournement d'est et du flux de sud-est à l'ouest de la Corse et par le forçage orographique direct lorsque ces flux entrent dans les

terres. Avec les premières précipitations, un courant de densité se développe sur le Var puis s'intensifie. Il interagit avec le relief de la région pour renforcer les ascendances et il joue alors un rôle prépondérant dans la stationnarisation du système convectif sur le Var s'opposant au flux marin d'est.

8.2 Phase 1b : Organisation en ligne convective N/S (11-15 UTC)

Nous étudions maintenant la phase 1b où le système sur le Var et la convection au large de la Sardaigne et de la Corse se rejoignent pour former une vaste ligne convective N/S. Cette période étant mieux simulée par l'expérience AWM1509G_2D nous exploiterons en priorité cette simulation. Les réflectivités au pas horaire sont présentées Figure 8.16.

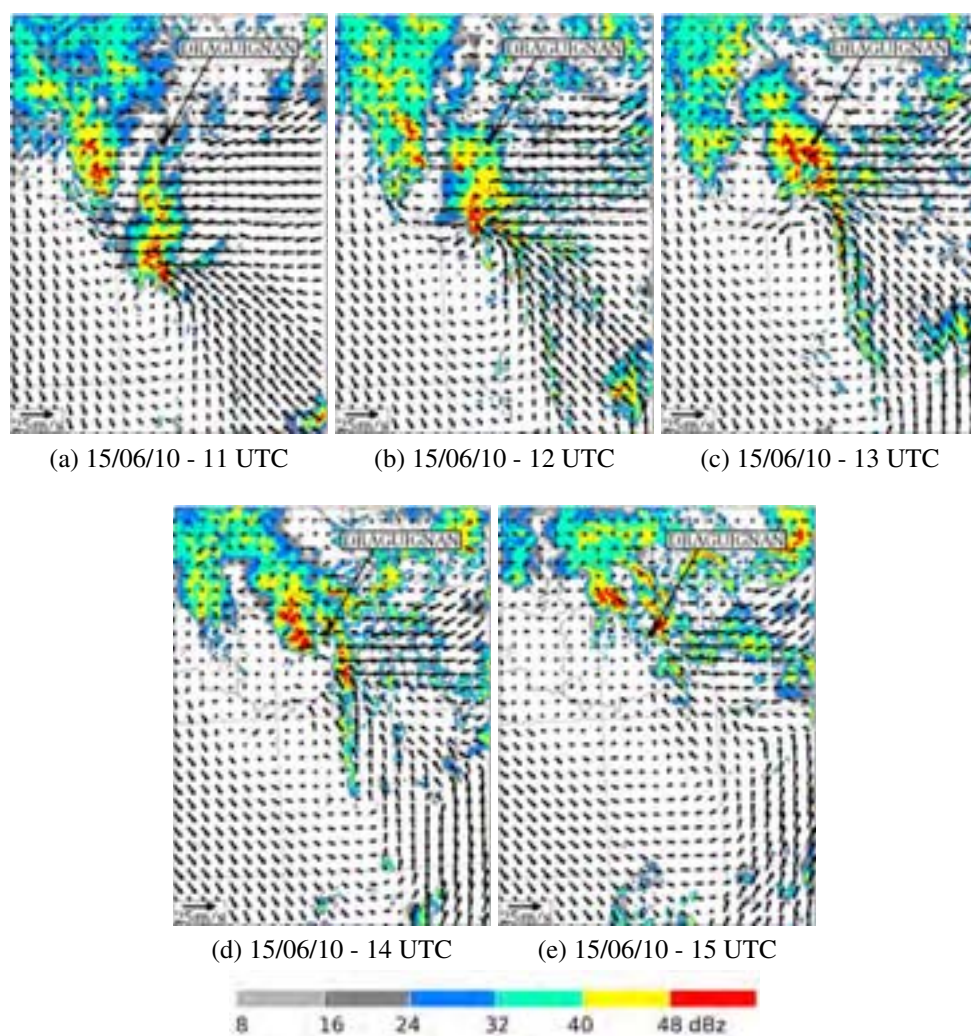


FIG. 8.16: Comme la Figure 8.1, mais pour AWM1509G_2D, le 15/06/10 de 11 UTC à 15 UTC.

8.2.1 Environnement à méso-échelle

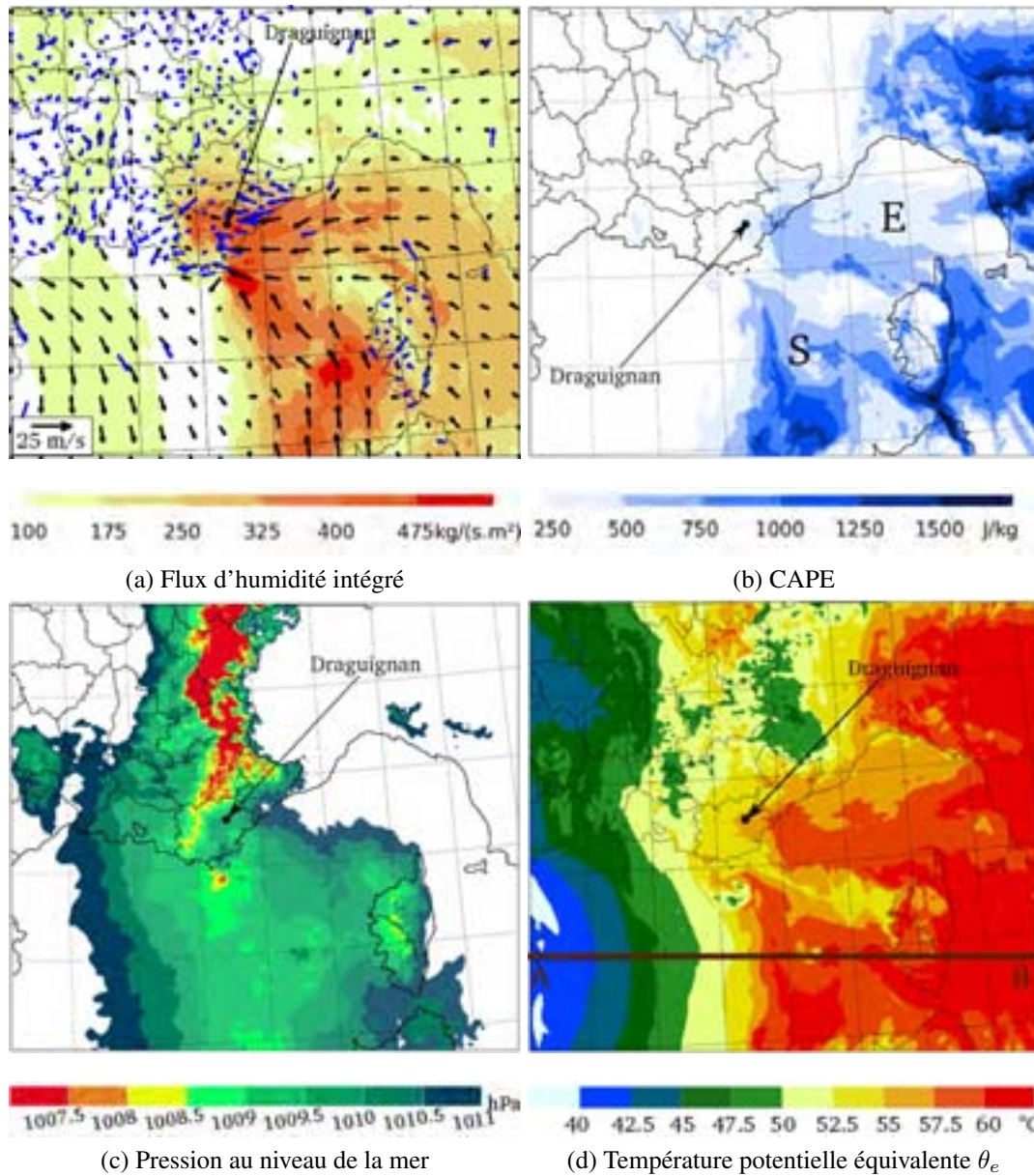


FIG. 8.17: Comme la Figure 8.2, mais pour l'expérience AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 12 UTC. Le segment AB matérialise l'axe de la coupe présentée Figure 8.18.

Le flux de composante est sur le littoral varois et des Alpes-Maritimes, à l'avant de la ligne convective stationnaire, atteint son intensité maximale à 12 UTC (Figure 8.16b). La simulation est en bon accord avec les observations de la bouée Côte d'Azur (Figure 8.17a). Ce vent marin d'est est associé à un flux d'humidité plus important et des valeurs de CAPE plus fortes qu'en milieu de matinée (Figures 8.17a et 8.17b). Le flux d'humidité et l'instabilité convective conditionnelle du flux de sud/sud-est à l'ouest de la Corse et de la Sardaigne sont aussi importants. Le minimum de pression en surface auquel est associé le flux de sud/sud-est continue de remonter vers le nord pour se trouver à 12 UTC au large

de Toulon (Figure 8.17c). Sa signature est visible dans les vents à 10 m (Figure 8.16b) et contribue à renforcer la convergence entre les deux flux de basses couches à la pointe du Var. Une ligne de cellules convectives se forme sur mer entre le système sur le Var et le système convectif qui remonte dans le flux de sud à l'ouest de la Sardaigne (appelé BC dans les observations présentées Figure 6.4). Elle est située à la limite entre le flux de sud/sud-est et le vent de nord sur le Golfe du Lion. La coupe ouest-est le long du méridien de latitude 42°N (Figure 8.18 - coupe présentée sur la Figure 8.17d) montre un gradient horizontal thermique dans les 3-4 premiers kilomètres de l'atmosphère, entre l'air froid associé au vent de nord de basses couches et le flux de sud chaud et humide. Cet air chaud et humide est surplombé d'air à plus faible θ_e . La ligne de convection se développe au sein de cette langue chaude, comme le montre la zone d'ascendance à l'ouest de la Corse.

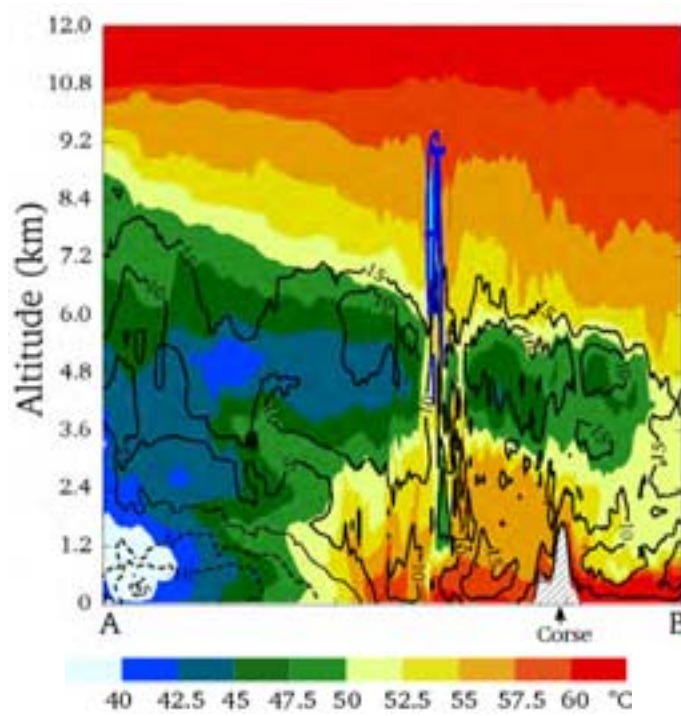


FIG. 8.18: Coupe verticale suivant l'axe AB présenté Figure 8.17d de la température potentielle équivalente θ_e (plages de couleurs, $^\circ\text{C}$), vent perpendiculaire à la coupe (isolignes, m.s^{-1}) et ascendances verticales (isolignes bleues : $w = 3 \text{ m.s}^{-1}$ et turquoise : $w = 5 \text{ m.s}^{-1}$) pour l'expérience AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 12 UTC.

Dans l'après-midi, le flux au large des Alpes-Maritimes repasse à une composante nord-est en faiblissant (Figure 8.16e). Le flux de sud/sud-est s'atténue également en reprenant une orientation sud. Il en résulte un flux d'humidité plus faible pour les deux branches S et E. La CAPE diminue également fortement dans le flux de sud à l'ouest de la Corse et Sardaigne, mais reste importante sur le Golfe de Gênes et à l'est de la Corse.

8.2.2 Étude des mécanismes de soulèvement et de stationnarité

8.2.2.1 La ligne convective sur mer

Pour mettre en lumière les mécanismes alimentant la ligne convective sur mer, nous avons réalisé des rétro-trajectoires d'une durée de 4 heures, initialisées à 13 UTC, avec des particules présentes dans les tours convectives de la ligne convective à différentes altitudes (de 8 à 10 km). Deux rétro-trajectoires représentatives de l'alimentation de cette ligne convective ont été retenues (Figure 8.19).

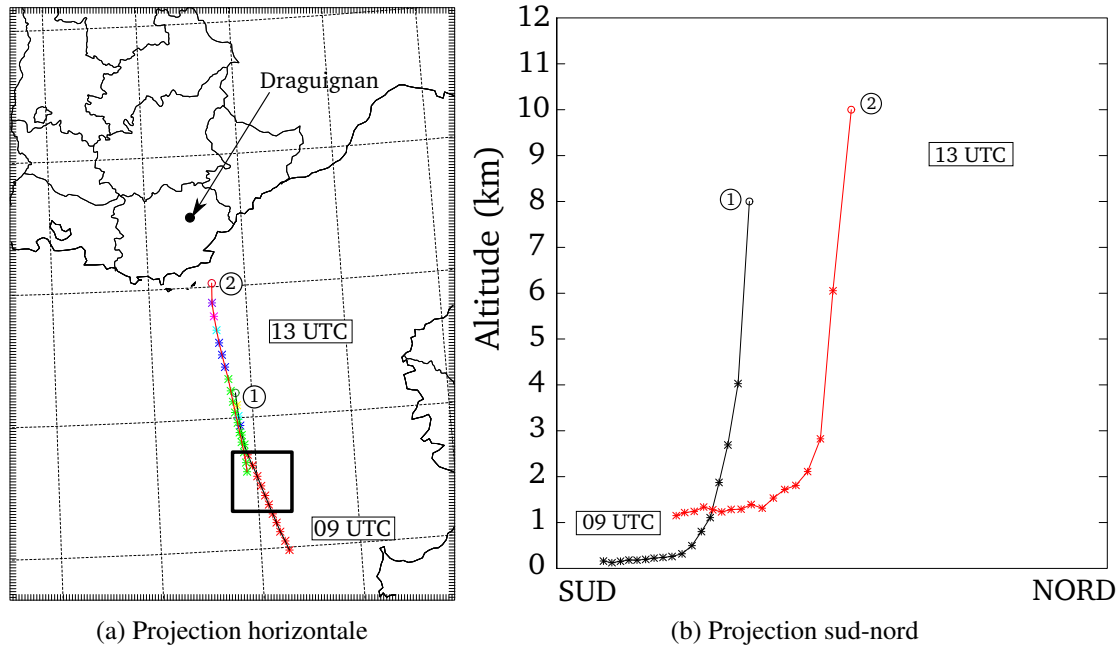


FIG. 8.19: Comme la Figure 8.4, mais pour l'expérience AWM1509G_2D. Ici les rétro-trajectoires correspondent à des particules présentes dans la ligne convective sur mer le 15/06/10 à 13 UTC.

La circulation de basses couches, l'absence de relief ainsi que de plage froide intense suggèrent un soulèvement des particules instables par convergence entre le flux de sud conditionnellement instable et le flux de nord plus froid. Le sondage simulé à 11 UTC et réalisé en amont du flux d'alimentation de la ligne convective met en évidence un niveau de convection libre très bas ($LFC=964 \text{ hPa} \sim 400 \text{ m}$) et un potentiel convectif important ($CAPE=1026 \text{ J.kg}^{-1}$) (Figure 8.20). Un soulèvement faible dans les basses couches peut donc amener à la saturation et au déclenchement de la convection.

Pour confirmer l'implication de la convergence dans le soulèvement des particules instables, un lâcher de particules a été effectué à 11 UTC en amont de la ligne (dans une boîte d'épaisseur 0-500 m et de 50 km de côté, présentée Figure 8.19a). La Figure 8.21 présente l'évolution de ce lâcher au cours du temps. Dès les premières heures, le panache de particules s'élève sur ses bords tout en s'étirant méridionnalement (Figure 8.21b). Par la suite, quelques particules atteignent 5 km d'altitude (étoiles rouges), mais la majorité reste entre 500 m et 5 km, le long d'une ligne étroite (étoiles bleues).

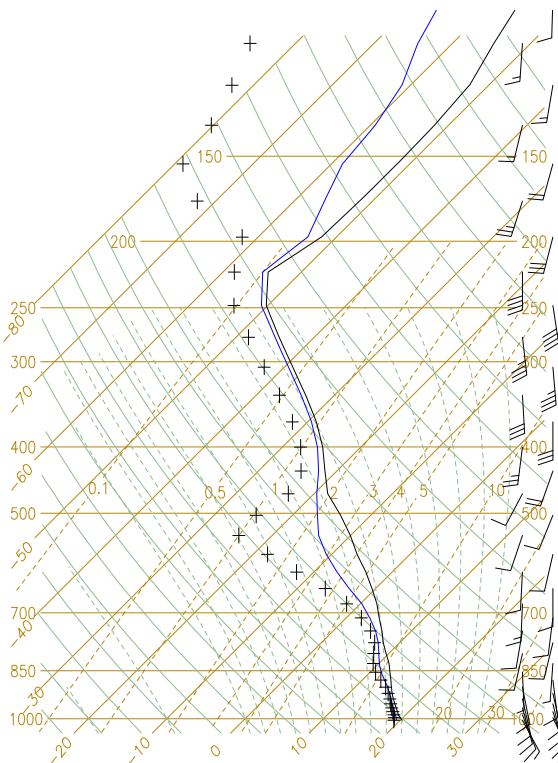


FIG. 8.20: Sondage moyen, sous forme d'émaigramme, réalisé en amont de la ligne convective sur mer (boîte représentée Figure 8.19a) pour l'expérience AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 11 UTC

Le soulèvement des particules par la convergence ne se produit pas uniquement dans les très basses couches comme le montre la rétro-trajectoire 2 de la Figure 8.19 initialement à 1200 m environ. La Figure 8.22, représentant la coupe horizontale du vent et de la température potentielle équivalente θ_e à 1200 m à l'instant du soulèvement de la particule (le 15/06/10 à 12 UTC - croix turquoise), met en évidence une convergence du flux de sud-est et de celui de sud au moment du soulèvement. Cette convergence est associée au minimum de pression juste au large de Toulon à 12 UTC (Figure 8.17c). La convergence des vents est donc à l'origine de cette ligne convective sur mer. Dans la simulation AWM1506G_2D, cette ligne n'est pas reproduite en raison d'une circulation moins propice. En effet, dans l'expérience AWM1509G_2D, un minimum secondaire marqué (1007 hPa) est présent au sud du littoral varois contrairement à AWM1506G_2D qui montre une zone de basses pressions (de l'ordre de 1009 hPa) étendue, sans creusement dépressionnaire au large des côtes (Figure 8.23 à comparer à la Figure 8.17c). Cette petite dépression plus creuse canalise plus efficacement les advections humides vers les côtes et la convergence renforce les flux. La prévisibilité de l'activité convective sur mer, en forme de ligne, est très faible en raison d'une forte variabilité dans la reproduction de la circulation de basses couches au large du Var et de la Corse. De plus, peu d'observations sont disponibles pour confirmer le comportement de cette zone de basses pressions sur mer.

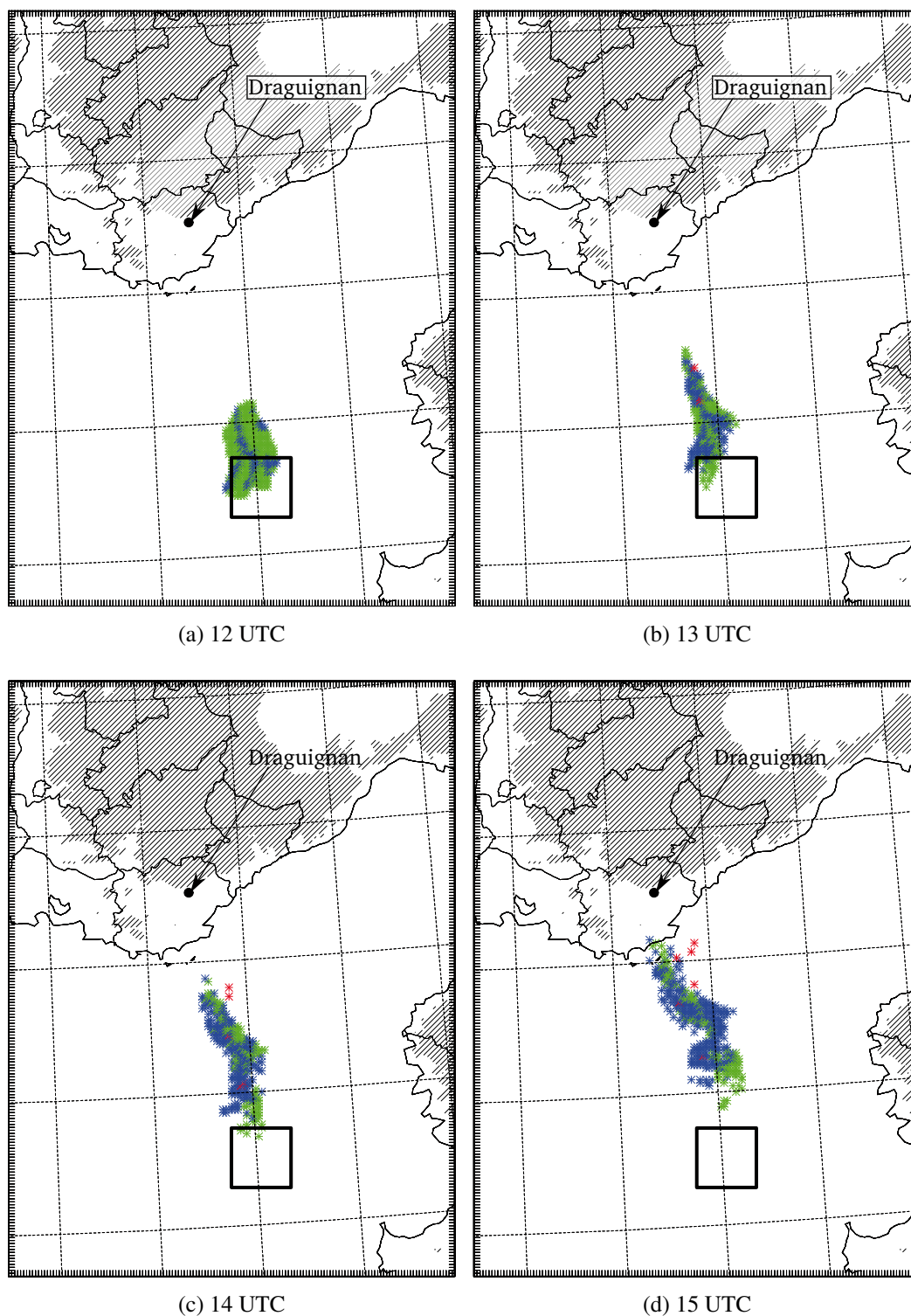


FIG. 8.21: Lâcher de particules dans une boîte placée en amont de la ligne convective sur mer pour l'expérience AWM1509G_2D et représentée en noir sur la Figure 8.19a. La projection horizontale du lâcher de particules initialisé à 11 UTC est présentée à 12 UTC (a), 13 UTC (b), 14 UTC (c) et 15 UTC (d).

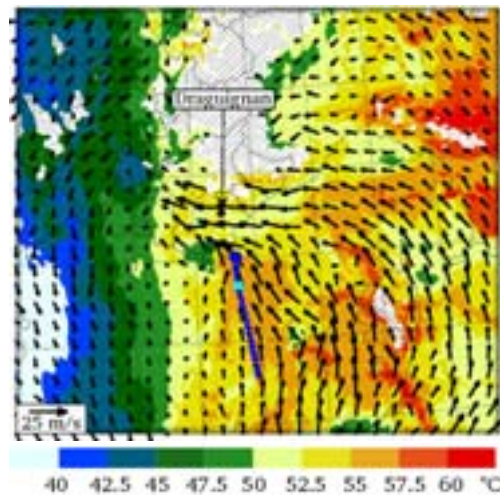


FIG. 8.22: Projection horizontale de la rétro-trajectoire rouge de la Figure 8.19a (ligne bleue, les croix bleues correspondent à un pas de temps de 15 min) superposée au vent horizontal à 1200 m et à la température potentielle équivalente θ_e à 1200 m (plages de couleurs, °C) le 15/06/10 à 12 UTC, pour l'expérience AWM1509G_2D. La croix turquoise indique l'instant du soulèvement de la particule (12 UTC). Le cercle bleu correspond à la localisation initiale de la particule (13 UTC).

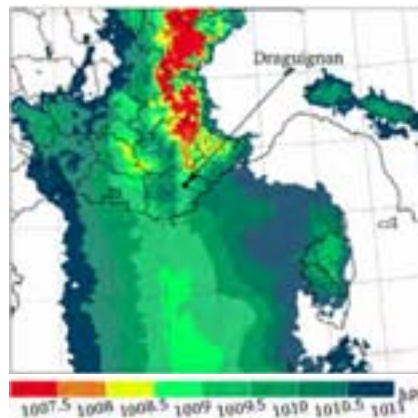


FIG. 8.23: Comme la Figure 8.17c, mais pour l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 12 UTC.

8.2.2.2 Les précipitations sur le Var

Les cellules convectives qui se développent sur la ligne convective en mer sont advectées par le flux de sud en moyenne et haute troposphère vers le Var où elles contribuent également aux cumuls de précipitation sur la région. Cependant les mécanismes mis en évidence précédemment pour la phase de mise en place du système sur le Var continuent d'opérer avec un maximum atteint à 12 UTC (Figure 8.16b). Des rétro-trajectoires d'une durée de 4 heures, initialisées à 13 UTC, montre la présence des deux flux d'alimentation, est (particules 1, 2, 3) et sud (particules 4, 5), en air chaud et humide durant la phase 1b (Figure 8.24). Le flux E possède une composante est très prononcée. Les particules dans les flux E et S ont des comportements similaires à ceux constatés lors de la première partie

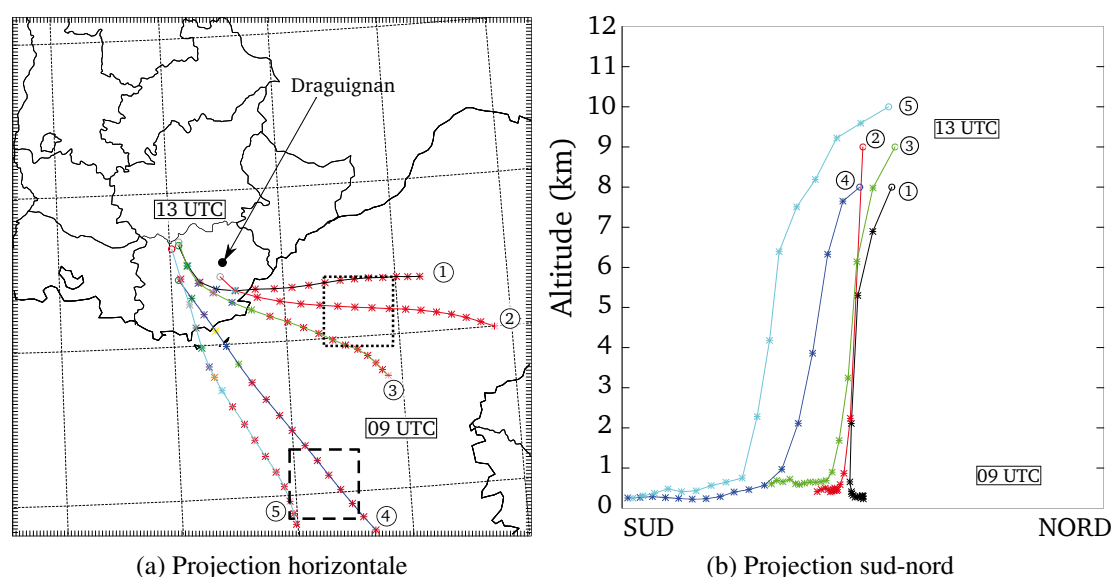


FIG. 8.24: Comme la Figure 8.19, mais pour des particules présentes dans le système convectif sur le Var le 15/06/10 à 13 UTC, pour l'expérience AWM1509G_2D.

de la phase avec l'expérience AWM1506G_2D.

Les deux branches ont des valeurs d'instabilité semblables. En effet, à 10 UTC, le sondage propose une CAPE de 434 J.kg^{-1} pour le flux d'est et 532 J.kg^{-1} pour le flux de sud-est (Tableau 8.2). Ces flux sont plus instables et les niveaux de condensation plus bas que dans l'expérience AWM1506G_2D, ce qui peut expliquer les ascendances plus marquées et l'activité convective accrue dans l'expérience AWM1509G_2D (Figures 8.16b et 8.25).

La plage froide se renforce aux environs de 12UTC grâce à la combinaison de deux éléments (Figure 8.26). En plus des précipitations quasi-stationnaires, l'assèchement latéral de l'environnement à l'est du système autour de 4 km d'altitude s'intensifie. Ces deux phénomènes favorisent un plus fort potentiel d'évaporation et plus de précipitations à évaporer. Les fortes valeurs de DCAPE au milieu de la journée pour les deux flux sont en accord avec une intensité plus marquée du courant de densité (Tableau 8.2).

	Flux de sud-est	Flux d'est
LCL (hPa)	964	951
LFC (hPa)	878	856
CAPE (J.kg^{-1})	532	434
DCAPE (J.kg^{-1})	837	706
Fr_w	0.34	0.36

TAB. 8.2: Comme le Tableau 8.1, mais pour l'expérience AWM1509G_2D le 15/06/10 à 10 UTC dans les boîtes représentées sur la Figure 8.25. Les sondages associés sont présentés en Annexe D.

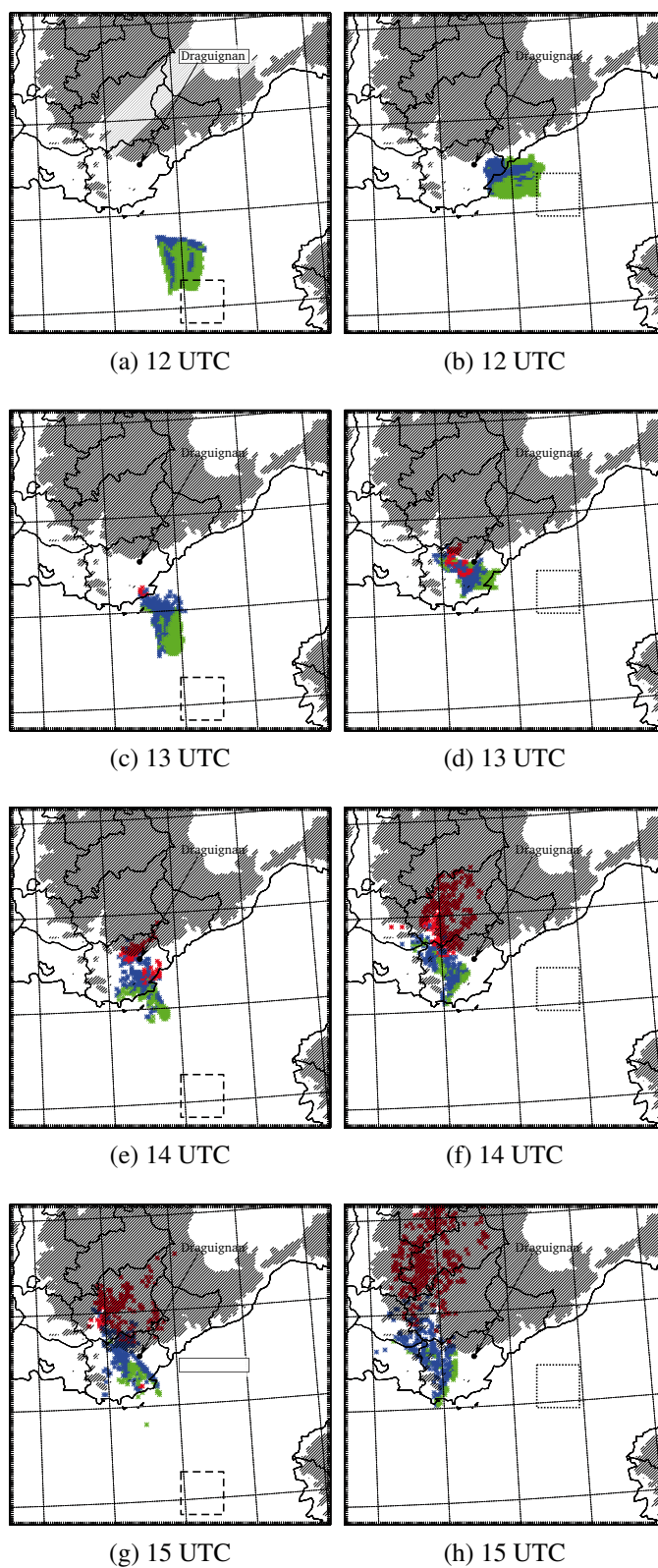


FIG. 8.25: Comme la Figure 8.5, mais pour AWM1509G_2D entre 12 UTC et 15 UTC.

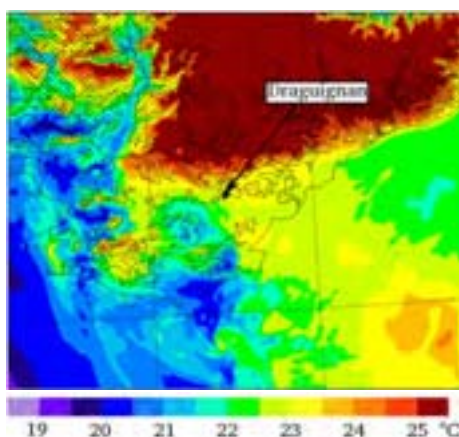


FIG. 8.26: Température potentielle virtuelle θ_v à 36 m (plages de couleurs, °C) pour l'expérience AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 12 UTC.

8.3 Phase 2 : Organisation du système selon un axe NO/SE (15-21 UTC)

La seconde phase est moins bien reproduite que la première : en effet, tant l'expérience AWM1506G_2D que AWM1509G_2D ne parviennent pas à simuler correctement la bascule du système selon un axe nord-ouest/sud-est accompagnée de la fusion de nouvelles remontées orageuses (Figures 8.27 et 8.28). La simulation AWM1506G_2D est légèrement meilleure, notamment avec une organisation en ligne nord-ouest/sud-est sur le Var autour de 19-20 UTC. Aussi, dans l'état actuel des simulations, l'étude des processus sur la phase 2 ne serait pas représentative de la situation observée. Pour néanmoins comprendre cette difficulté à reproduire cette phase, nous nous sommes intéressés à l'évolution de l'environnement de basses couches durant la phase 2 pour les deux expériences sélectionnées.

8.3.1 Environnement de méso-échelle

L'environnement de méso-échelle est présenté à 15 UTC et 18 UTC le 15/06/10 pour les expériences AWM1506G_2D (respectivement Figures 8.29 et 8.31) et AWM1509G_2D (respectivement Figures 8.30 et 8.32).

Au début de la phase 2, à l'ouest du bassin, les vents à 10 m simulés de composante nord-ouest sont en accord avec les observations de la bouée Golfe du Lion (Figures 8.29a et 8.30a). Sur le Golfe de Gênes, les observations de la bouée Côte d'Azur présentent un vent à 10 m de composante est-nord-est. L'expérience AWM1509G_2D est la plus proche de cette observation avec des vents de nord-est. Par contre, dans les deux expériences, les vents de composante est ne rentrent pas suffisamment à l'intérieur des terres du Var et sont très sous-estimés sur l'est du département. Ceci peut expliquer les difficultés des expériences à maintenir la convection bien organisée sur le Var en première partie de la phase 2.

Les deux branches d'alimentation de la simulation AWM1506G_2D advectent plus d'instabilité et un peu moins d'humidité que ceux de l'expérience AWM1509G_2D (Fi-

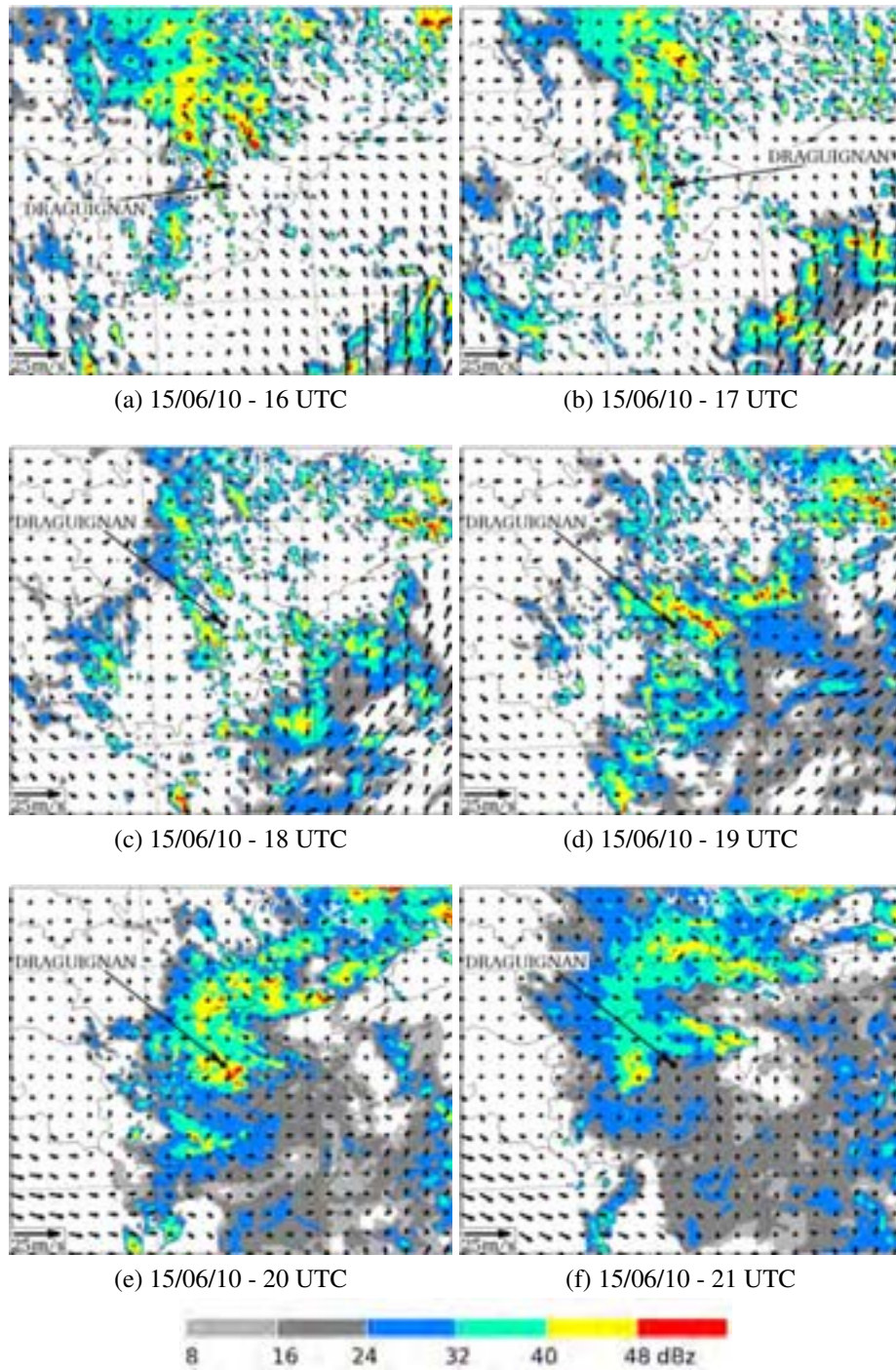


FIG. 8.27: Réflectivité à 2500 m (plages de couleurs, dBz) et vent à 10 m (flèches, $m.s^{-1}$) simulés pour l'expérience AWM1506G_2D le 15/06/10 de 16 UTC à 21 UTC.

gures 8.29ab et 8.30ab). En fin d'après-midi, les vents en mer sur le Golfe du Lion conservent une direction de nord en accord avec les observations. Par contre, sur le Golfe de Gênes, les vents simulés sont de sud-ouest alors que l'observation à la bouée Côte d'Azur continue d'indiquer un vent de nord-est. La zone de basse pression sur mer possède des caractéristiques très différentes selon l'expérience considérée : une large zone

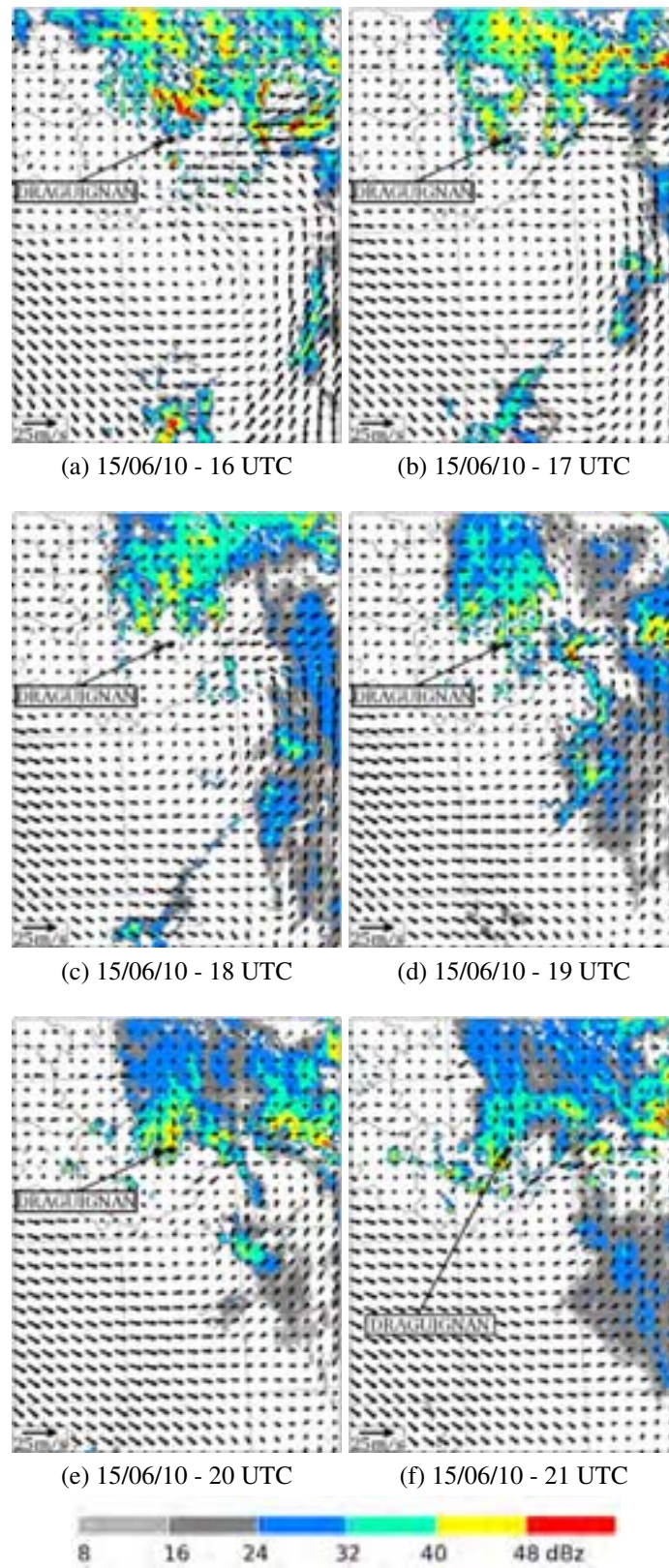


FIG. 8.28: Comme la Figure 8.27, mais pour l'expérience AWM1509G_2D

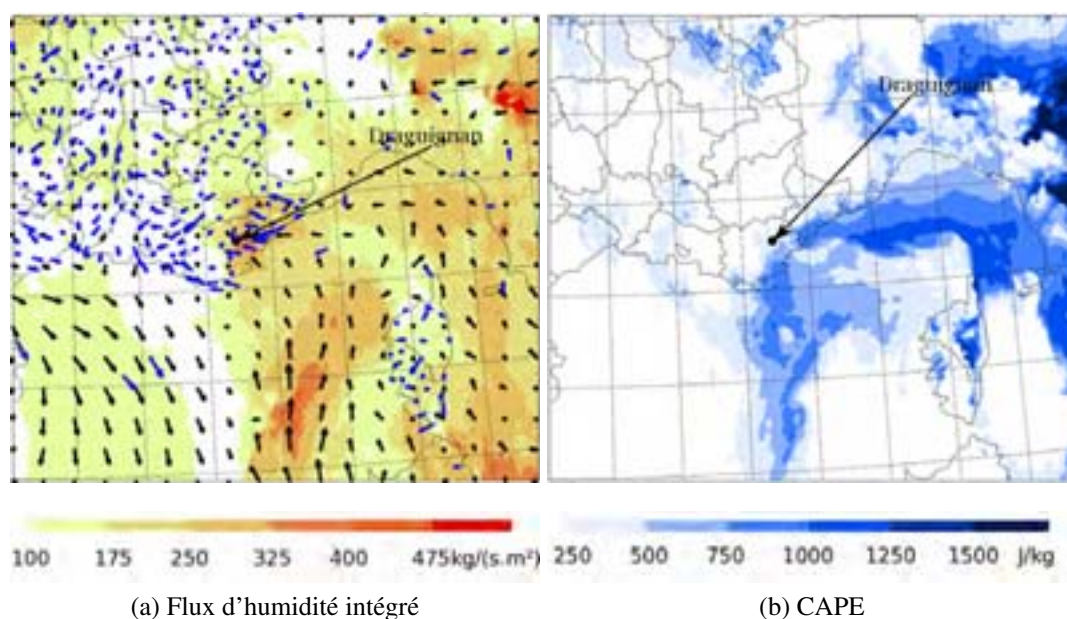


FIG. 8.29: Comme les Figures 8.2a et 8.2b, mais pour l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 15 UTC.

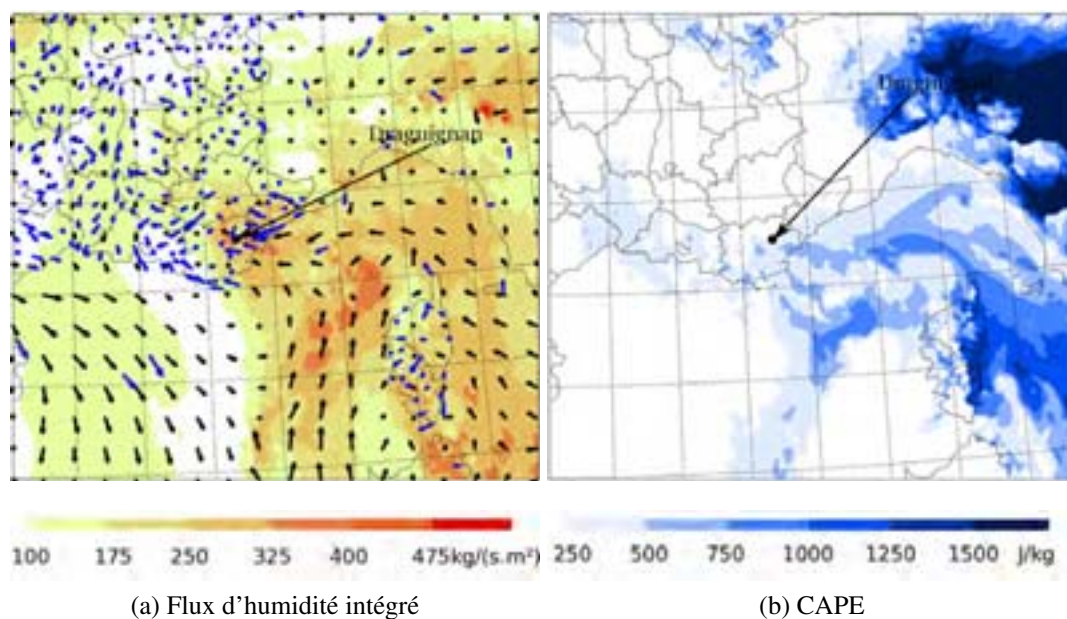


FIG. 8.30: Comme les Figures 8.2a et 8.2b, mais pour l'expérience AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 15 UTC.

étendue selon un axe sud/nord au sud du Var pour AWM1506G_2D et une zone concentrée sur le littoral sud du Var pour AWM1509G_2D (non montré).

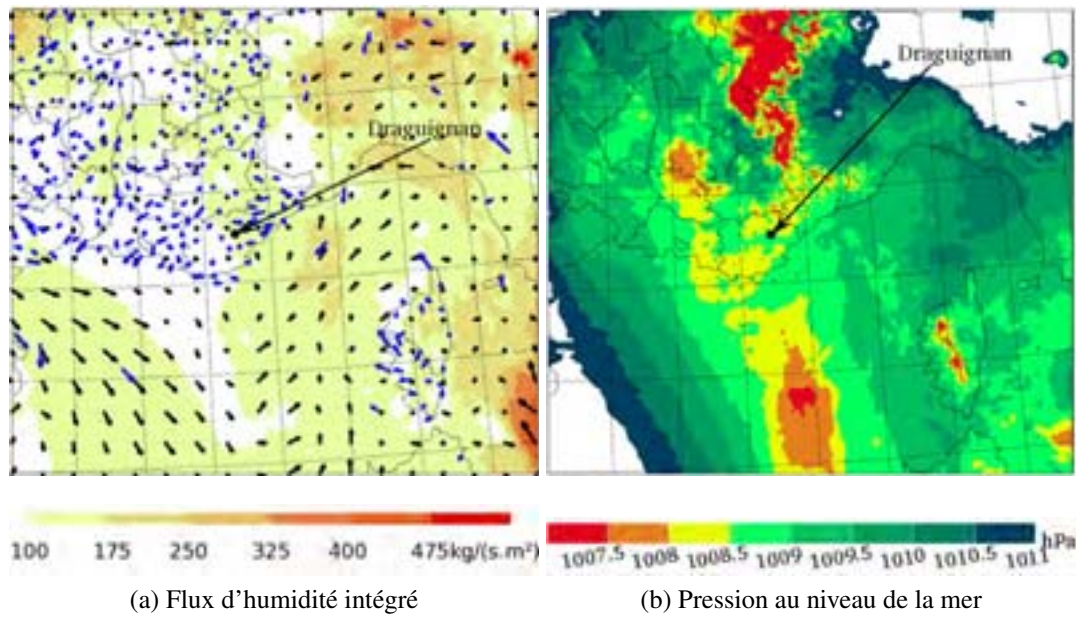


FIG. 8.31: Comme les Figures 8.2a et 8.2c, mais pour l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 18 UTC.

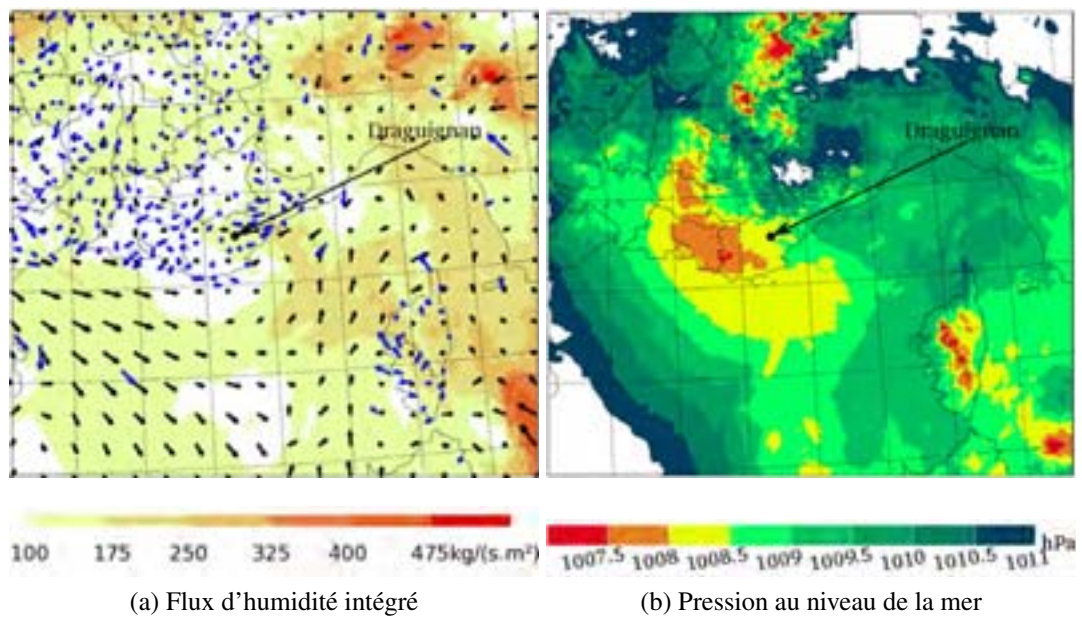


FIG. 8.32: Comme les Figures 8.2a et 8.2c, mais pour l'expérience AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 18 UTC.

8.3.2 Synthèse

Le système convectif sur le Var est simulé la plupart du temps au nord-est des observations. La perte d'alimentation en air humide et instable n'est pas favorable au déclenchement de convection sur le Var. A cela s'ajoute une circulation dans les basses couches qui s'éloigne des vents observés durant l'après-midi. Contrairement aux observations, le

flux de composante est s'atténue très rapidement dans les simulations et est repoussé vers le Golfe de Gênes. Le minimum dépressionnaire sur mer au sud-est du Var qui semble piloter la ligne de convergence au sud du Var influence également la localisation de la convection. Les remontées orageuses de sud sur la mer Méditerranée sont décalées dans le temps et/ou dans l'espace.

Tous ces éléments entrent en compte dans une mauvaise reproduction de la seconde phase de l'événement.

8.4 Conclusions

Pour la phase 1a, en terme de cumuls de pluie et de structure du système, l'expérience AWM1506G_2D est supérieure à AWM1509G_2D et inversement pour la phase 1b. Partant de ce constat, nous avons d'abord exploité l'expérience AWM1506G_2D pour identifier les mécanismes intervenant dans la mise en place du système convectif quasi-stationnaire sur le Var, puis la simulation AWM1509G_2D pour la phase 1b et en particulier pour étudier les mécanismes à l'origine de la ligne convective nord/sud sur mer.

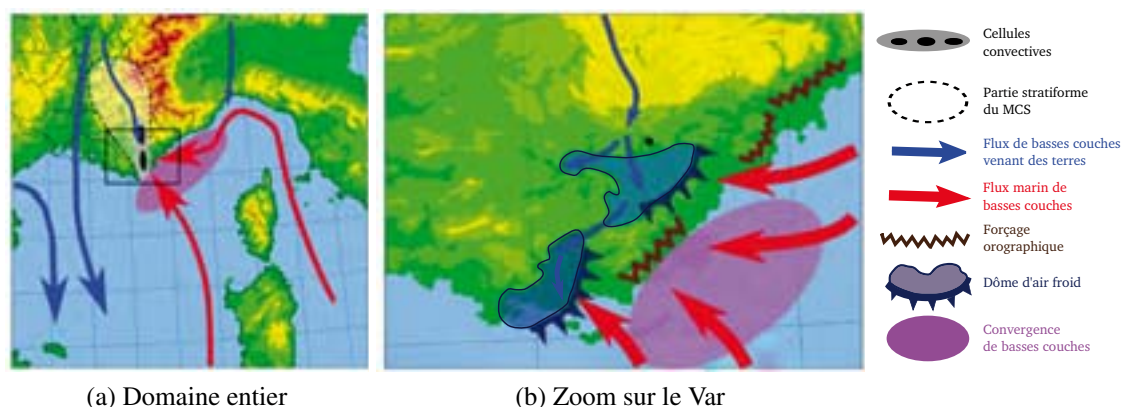


FIG. 8.33: Schéma récapitulatif des mécanismes entrant en compte dans la phase 1a sur le domaine entier (a) et zoomé sur le département du Var (b).

Durant la phase 1a, deux branches d'alimentation en air de basses couches humide et conditionnellement instable se mettent en place : une de composante est et une de composante sud-est (Figure 8.33a). Elles convergent vers le Var, favorisant le déclenchement de convection sur le littoral et en mer. A cela s'ajoute le développement et l'intensification d'un courant de densité sur le Var dû à l'évaporation des précipitations produites par le système lui-même (Figure 8.33b). Ce courant de densité est un acteur important de la stationnarité du système sur le Var. Enfin, le relief de la région intervient à différents niveaux. Tout d'abord, le relief moyen de l'arc Alpin pilote la circulation de basses couches à méso-échelle dans la région, d'une part en canalisant dans la vallée du Rhône le flux de nord de basses couches qui débouche sur le Golfe de Lion, et d'autre part, en contraignant le flux de composante est sur le Golfe de Gênes par déviation. La part du flux de basses couches de nord passant au dessus du relief des Alpes et plongeant dans la vallée de l'Argens quant à elle contribue à renforcer le vent de nord près du sol dans le

courant de densité. A plus petite échelle, les faces au vent des reliefs abruptes de la côte Varoise (Massifs des Maures et de l'Esterel) permettent le soulèvement jusqu'à saturation des flux marins de basses couches et le déclenchement de cellules convectives. Les structures orographiques à fine échelle canalisent et bloquent également l'air froid produit par évaporation des précipitations et renforcent ainsi le soulèvement induit par ce courant densité. On a ainsi mis clairement en évidence un effet de canalisation de l'air froid entre le Massif de la Sainte Baume et le Massif des Maures et un blocage de l'air froid dans la vallée de l'Argens.

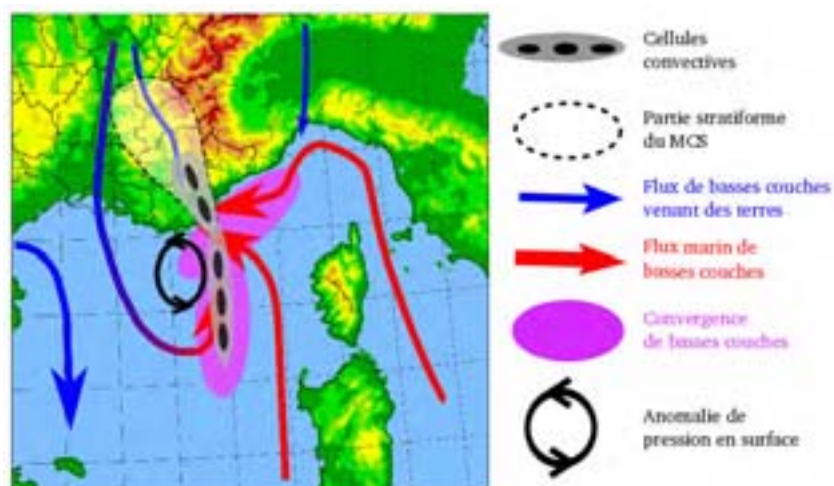


FIG. 8.34: Schéma récapitulatif des mécanismes entrant en compte dans la phase 1b.

La phase 1b est caractérisée par une anomalie de pression en surface de petite dimension, autour de laquelle s'enroule la langue d'air chaud et humide associée au flux de sud sur mer (Figure 8.34). La convergence associée dans la très basse troposphère sur mer entraîne la formation d'une ligne convective qui relie le système précipitant sur le Var à l'amas convectif qui remonte d'Afrique du Nord. Les deux branches d'alimentation de la convection sur le Var se maintiennent durant cette période, tout comme les différents mécanismes de soulèvement de l'air instable mis en évidence pendant la phase 1a. Une plus forte instabilité et une représentation du minimum dépressionnaire au large du Var ont permis à l'expérience AWM1509G_2D de mieux reproduire l'évènement entre 11 UTC et 15 UTC.

Le modèle MESO-NH parvient à mieux reproduire la première que la seconde phase du système précipitant sur le Var. Les simulations ne parviennent pas à reproduire avec suffisamment de précision les développements convectifs sur mer dans le flux de sud instable et des erreurs importantes dans le flux de basses couches sur le littoral du Var et sur le Golfe de Gênes ont été constatées. La position et l'amplitude de la dépression sur mer apparaissent comme des éléments clés pilotant ces flux de basses couches. Par conséquent, il a été difficile d'exploiter les simulations pour expliquer les mécanismes responsables du maintien de l'activité convective en ligne quasi-stationnaire observée sur

le Var jusqu'en début de soirée. L'examen des seules observations de vent à 10 mètres et de température à 2 mètres laisse cependant supposer la persistance du dôme froid dans la vallée de l'Argens s'opposant au flux de basses couches d'est puis nord-est sur l'est du Var et les Alpes-Maritimes, et un soulèvement par les premiers reliefs (Massif de l'Esterel).

Synthèse et perspectives

La Méditerranée nord-occidentale est touchée, principalement durant l'automne, par des épisodes de pluie intense. Si les travaux antérieurs sur ce sujet ont permis d'améliorer notre connaissance des ingrédients météorologiques et des processus physiques impliqués dans la formation de tels événements, la présence de la mer Méditerranée ainsi que la topographie complexe de la région influencent fortement ces prédicteurs atmosphériques. Il en résulte parfois une prévision délicate et difficile à échelle fine de la localisation et de l'intensité exactes des fortes précipitations.

Cette thèse avait pour objectif d'explorer les relations entre les caractéristiques de l'environnement de méso-échelle et la localisation et l'intensité des systèmes convectifs quasi-stationnaires, en analysant les mécanismes de soulèvement et d'entretien de la convection dominants selon les caractéristiques de l'environnement.

Dans une première partie, nous avons choisi d'étudier au moyen de simulations idéalisées la relation entre les caractéristiques d'un flux humide conditionnellement instable butant contre les Cévennes et la localisation et l'intensité du système convectif quasi-stationnaire. La configuration de ces simulations, bien qu'idéalisée, intègre les caractéristiques importantes des événements dits "Cévenols". La topographie complexe de la région, à savoir les trois massifs montagneux (Alpes, Massif Central et Pyrénées) qui bordent la Méditerranée nord-occidentale, a été conservée dans la configuration idéalisée. Un flux conditionnellement instable perpendiculaire au relief du Massif Central a été imposé comme conditions initiales et aux limites du modèle MESO-NH. Ce flux est plus humide et rapide dans une bande centrale d'environ 100 km de large faisant face au Massif Central, afin de représenter les caractéristiques climatologiques du flux de basses couches associées aux événements cévenols.

Avec cette configuration idéalisée, un système quasi-stationnaire fortement précipitant sur les Cévennes a été reproduit. Nous avons alors réalisé deux séries de tests de sensibilité sur : la vitesse du flux de basses couches et l'humidité de l'environnement. Nous avons alors constaté une sensibilité de la localisation mais aussi de l'intensité du système précipitant. Deux régimes de systèmes précipitants sont ressortis : I) les systèmes, généralement les plus précipitants, qui sont sur les contreforts des reliefs et II) ceux en amont des reliefs (*i.e.* sur plaine ou sur mer), avec un dôme d'air froid sous orage.

Une troisième série de tests de sensibilité a considéré les chaînes de montagne pour mettre en évidence leurs rôles respectifs sur les épisodes de pluie intense sur cette région. Les Alpes ont tendance à dévier le flux, induisant ainsi une convergence des vents de basses couches. Ce contournement du aux Alpes est accru avec un environnement plus sec ou un flux plus lent. Les Alpes et le Massif Central bloquent la propagation du courant de den-

sité sous orage, le rendant plus épais et renforçant le soulèvement sur son bord d'attaque. L'analyse de l'ensemble de ces expériences de sensibilité au moyen de suivi de traceurs lagrangiens passifs, de bilans et de diagnostics nous a permis d'établir une relation entre l'environnement et les mécanismes de soulèvement et de déclenchement de la convection. Ainsi les systèmes sur les contreforts du relief (régime I) sont principalement générés par le forçage orographique direct du Massif Central, tandis que les systèmes en amont (régime II) sont des systèmes auto-entretenus : avec la formation d'un dôme d'air froid sous orage, le système se régénère continuellement au niveau de son bord d'attaque, ses précipitations advectées à l'arrière du système alimentent le refroidissement. Un flux rapide et/ou un environnement humide favorise le régime I, alors que le régime II est rencontré avec des flux plus lents et des environnements plus secs (*i.e.* un gradient d'humidité horizontal plus fort). En induisant de la convergence de basses couches et en bloquant l'étalement du courant de densité, le relief joue aussi un rôle important pour ces systèmes précipitants.

Dans une seconde partie nous avons voulu confronter ces résultats au cas des pluies intenses du 15 juin 2010 sur le Var, pour savoir si le système convectif quasi-stationnaire sur le Var était généré par les mêmes mécanismes identifiés pour le cas idéalisé. Cet événement nous a intéressé par son côté très exceptionnel du fait de sa localisation sur le département du Var, plus rarement affecté par ce type d'épisodes (durée de retour centennale). Au cours d'une première phase, le système convectif se met en place et s'ancre sur le Var en prenant une forme de V caractéristique, puis ce système fusionne avec des remontées orageuses en provenance d'Afrique du Nord, formant alors une ligne convective sud/nord. La phase 2 est caractérisée par un basculement du système suivant un axe sud-est/nord-ouest et la fusion du système avec de nouvelles remontées orageuses depuis le sud de la mer Méditerranée. Le cumul maximal de précipitation en 24 heures a atteint plus de 400 mm, relevé aux environs de Draguignan. Avec des caractéristiques et une chronologie aussi particulières, la prévisibilité de cet épisode a été faible et les différentes prévisions produites au moment de l'événement ont sous-estimé les cumuls de précipitations et peu d'entre elles parviennent à cibler le Var.

Pour étudier les mécanismes intervenant dans la formation et l'entretien de la convection, nous avons d'abord cherché à reproduire au mieux le système précipitant observé. Nous avons alors réalisé un large ensemble de simulations de fine échelle, couplées aux analyses des modèles de prévision. Deux expériences produisant à la fois des cumuls de précipitations et une évolution de l'activité convective proches des observations pendant la phase 1 ont été retenues pour l'étude des mécanismes. Ces deux expériences utilisent un second domaine de très fine résolution (500 m) imbriqué dans le domaine père de fine résolution (2.5 km). La très haute résolution améliore sensiblement les simulations. Nous nous sommes alors servis de ces deux expériences pour étudier plus en détail l'environnement et les mécanismes conduisant à cet épisode tant pour la mise en place du système quasi-stationnaire sur le Var que pour le développement de la ligne convective sur mer. Durant la phase 1a, deux branches d'alimentation en air marin de basses couches humide et conditionnellement instable de composante est et sud/sud-est convergent vers le Var, favorisant alors la convection sur le littoral et sur mer. Un courant de densité se développe et s'intensifie sous les précipitations du système et aide à la stationnarité du système sur

le Var. Le relief moyen des Alpes permet quant à lui de canaliser dans la vallée du Rhône un flux de nord que nous retrouvons sur le Golfe de Lion, et aussi, de dévier le flux d'est dans le Golfe de Gênes. Le courant de densité au nord du Var est également alimenté par ce flux de nord qui franchit les Alpes. Les bas reliefs escarpés des Massifs des Maures et finement décrits, et dans une moindre mesure du Massif de l'Estérel, déclenchent de la convection. Ces structures orographiques fines bloquent le refroidissement sous orage dans la vallée de l'Argens et le canalisent entre les Massifs des Maures et de la Sainte-Baume. A ces mécanismes s'ajoutent dans la phase 1b le creusement et l'isolement d'un petit minimum de pression juste au large du Var. En s'enroulant autour, l'air chaud et humide et la convergence associée vont générer une ligne convective sud/nord sur mer qui fusionne le système sur le Var avec les remontées orageuses provenant d'Afrique du Nord.

Contrairement à la phase 1, la phase 2 avec son basculement et sa fusion avec des amas convectifs venant de sud n'est pas bien reproduite. Le flux de basses couches ainsi que les amas convectifs sur mer sont mal simulés. L'étude de l'environnement a montré que la zone de basses pressions sur mer semble être très importante pour la reproduction de l'évolution de la situation. Une analyse des mécanismes n'a pas pu être réalisée et seules les rares observations de température à 2 mètres et du vent à 10 mètres suggèrent un maintien du forçage par le courant de densité sur le Var durant cette phase.

Nous avons bien retrouvé pour ce cas réel sur le Var les mécanismes mis en évidence dans notre étude idéalisée. En effet, le système produit un courant de densité, bloqué par les reliefs de la région. Le flux conditionnellement instable qui bute contre le dôme d'air froid est soulevé et des cellules convectives sont bien formées sur son bord d'attaque. Un forçage orographique direct a aussi été mis en évidence le long des versants au vent des Massifs des Maures et de l'Esterel. Plus généralement, la topographie de la région et l'arc Alpin jouent un rôle important : blocage du courant de densité, déviation et canalisation du vent dans les basses couches, vents catabatiques. La combinaison de ces mécanismes explique l'ancrage du système dans la région de Draguignan, dans un contexte à méso-échelle propice à la convection toute la journée du 15 juin. Notamment la présence de deux branches d'alimentation en air humide conditionnellement instable et convergentes sont des éléments clés dans la première phase du système. Elles permettent une alimentation de la convection qui se développe dans la région de Draguignan par soulèvement orographique ou forcé par le courant de densité, mais aussi des cellules convectives sont déclenchées par la convergence des deux flux et sont advectées par le flux de sud sur le Var où elles contribuent aux précipitations. L'utilisation d'un domaine à 500 m de résolution avec une description plus fine du relief a apporté une légère amélioration à la reproduction de l'événement et ceci grâce certainement aux petits reliefs qui sont mieux définis. On peut naturellement s'interroger si des simulations à résolution encore plus haute, compte-tenu du relief très escarpé de la région du Var, ne permettraient pas d'améliorer plus encore la simulation des mécanismes de déclenchement et d'entretien de la convection.

Nous ne pouvons pas nous prononcer sur les mécanismes entrant en jeu dans la phase 2 puisque nos simulations ne parviennent pas à reproduire des cumuls et une évolution de

l'activité convective suffisamment proches des observations. La plus faible prévisibilité de cette phase constatée dans les prévisions opérationnelles se retrouvent dans nos expériences. Nous constatons un décalage spatio-temporel des amas convectifs sur mer venant d'Afrique du Nord et des erreurs importantes dans le flux de basses couches sur mer dans les conditions initiales et aux limites, liés probablement à une mauvaise simulation du minimum de pression en surface. La densité d'observations disponibles en mer n'est pas suffisante pour vérifier cette hypothèse, ni pour contraindre suffisamment les analyses des modèles de prévision vers une circulation de basses couches très complexe et perturbée par la convection profonde sur mer.

Une piste pour améliorer les prévisions de fine échelle (AROME-FRANCE et AROME-WMED) serait de progresser dans l'assimilation des observations sur mer et en régions nuageuses. Les données à méso-échelle des pays voisins (Espagne, Italie, Maroc, Tunisie et Algérie), non disponibles à l'heure actuelle complèteraient les bases de données pour l'assimilation des données dans le modèle opérationnel AROME-FRANCE. De plus, la prévision d'ensemble AROME en cours de développement devrait permettre de quantifier l'incertitude sur la prévision à fine échelle, notamment celle inhérente au sous-échantillonnage du flux marin qui pilote la localisation et l'intensité des précipitations. Une piste supplémentaire serait d'utiliser une résolution encore plus fine pour les modèles de fine échelle afin de s'intéresser de plus près à la représentation du dôme d'air froid. Les campagnes de mesure du programme HyMeX visent à augmenter le nombre d'observations sur le bassin nord-occidental de la mer Méditerranée, en particulier durant l'automne 2012. Ces observations recueillies durant la phase terrain du programme HyMeX permettront également de valider certains résultats obtenus dans cette thèse. En particulier, des paramètres tels que l'intensité ou l'épaisseur d'un courant de densité pourront être mesurés et confrontés aux simulations numériques. De plus, durant cette période les observations seront assimilées par le modèle AROME-WMED, ce qui devrait amener à de meilleures analyses du modèle, et théoriquement, à de meilleures prévisions des épisodes de pluie intense sur le bassin méditerranéen nord-occidental.

Références

- Besson, L., C. Boudjabi, O. Caumont, and J. Parent du Chatelet, 2011 : Links between weather phenomena and characteristics of refractivity measured by precipitation radar. *Boundary-Layer Meteorology*, doi :10.1007/s10546-011-9656-7.
- Bluestein, H. and M. Jain, 1985 : Formation of mesoscale lines of precipitation : severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711–1732.
- Bougeault, P. and P. Lacarrère, 1989 : Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 1870–1888.
- Bresson, R., D. Ricard, and V. Ducrocq, 2009 : Idealized mesoscale numerical study of Mediterranean heavy precipitating convective systems. *Meteorol. Atmos Phys.*, **103**, 45–55.
- Browning, K. and F. Ludlam, 1960 : Radar analysis of a hailstorm. Technical Note n°5, Dept. of Meteorology, Imperial College, London, UK.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998 : Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood : Role of the orography and moist processes. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 2369–2383.
- Caniaux, G., J. Redelsperger, and J. Lafore, 1997 : A numerical study of stratiform region of a fast-moving squall line. Part I : General description and water and heat budgets. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2046–2074.
- Carpenter, K., 1982 : Note on the paper : Radiational condition for the lateral boundaries of limited-area numerical models by MJ Miller and AJ Thorpe. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **108**, 717–719.
- Chappell, C., 1986 : *Quasi-stationary convective events*. In Mesoscale Meteorology and Forecasting, P.S. Ray, Ed. Amer. Meteor. Soc., mesoscale meteorology and forecasting 13, 289–310.
- Chen, C. and Y. Lin, 2005a : Effects of moist Froude number and CAPE on conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 331–350.
- 2005b : Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorol. Atmos Phys.*, **88**, 1–21.
- Chu, C. and Y. Lin, 2000 : Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional unstable flow. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3817–3837.
- COMET, E. A. O., 1996 : *Convective storms. Anticipating convective storm structure and evolution. CD-ROM*.

- Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger, 2000 : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1–30.
- Davies, H., 1976 : A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **102**, 405–418.
- Davolio, S., A. Buzzi, and P. Malguzzi, 2009 : Orographic triggering of long lived convection in three dimensions. *Meteorol. Atmos Phys.*, **103**, 35–44.
- De Saint-Aubin, C., 2008 : Modélisation idéalisée d'événements méditerranéens de pluie intense.
- Delrieu, G., J. Nicol, E. Yates, P. Kirstetter, J. Creutin, S. Anquetin, C. Obled, G. Saulnier, V. Ducrocq, E. Gaume, O. Payraastre, H. Andrieu, P. Ayrat, C. Bouvier, L. Neppel, M. Livet, M. Lang, J. Parent-du-Châtelet, A. Walpersdorf, and W. Wobrock, 2005 : The catastrophic flash-flood event of 8–9 September 2002 in the Gard region, France : A first case study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 34–52.
- Doswell III, C. A., C. Ramis, R. Romero, and S. Alonso, 1998 : A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in western mediterranean region. *Wea. Forecasting*, **13**, 102–124.
- Ducrocq, V., G. Aullo, and P. Santurette, 2003 : Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France. *La Météorologie*, 8^{ème} série, **42**, 18–23.
- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, and T. Thouvenin, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134**, 131–145.
- Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore, and F. Orain, 2002 : Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France : on the importance of the initial humidity field. *Weather Forecast.*, **17**(6), 1236–1256.
- Duffourg, F. and V. Ducrocq, 2011 : Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **11**, 1163–1178.
- Durrant, D., 1989 : Improving the anelastic approximation. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1453–1461.
- Gal-Chen, T. and R. Somerville, 1975 : On the use of a coordinate transformation for the solution of Navier-Stokes equations. *J. Comput. Phys.*, **17**, 209–228.
- Georgis, J., F. Roux, M. Chong, and S. Pradier, 2003 : Triple-Doppler radar analysis of the heavy rain event observed in the Lago Maggiore region during MAP IOP2b. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 495–522.
- Gheusi, F. and J. Stein, 2002 : Lagrangian description of airflows using Eulerians passive tracers. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 337–360.
- 2005 : Lagrangian trajectory and air-mass tracking analyses with mesnh by means of Eulerians passive tracers. Technical report.
- Giorgetti, J.-P., V. Jacq, R. Jourdan, J.-P. Palauqui, J.-C. Rivrain, F. Boeri, and A. Gauthier, 1994 : Les pluies diluviennes et les inondations des 31 octobre et 1^{er} novembre 1993 en Corse : étude descriptive. *La Météorologie*, 8^{ème} série, **6**.

- Hamadache, B., A. Terchi, and O. Brachemi, 2002 : Study of the meteorological situation which affected the west and the centre of Algeria in genral and bab-El-Oued in particular on 10 November 2001. In *Proc. of 4th EGS Plinius Conference*, Mallorca, Spain, 2-4 Oct. 2002, 8p.
- Homar, V., R. Romero, C. Ramis, and S. Alonso, 2002 : A case of convection development over the western Mediterranean Sea : A study through numerical simulations. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **71**, 169–188.
- Houze, R. J., 1993 : *Cloud dynamics*, International Geophysics, vol. 53. Academic press, 573 p.
- Jansà, A., A. Genoves, M. Angeles Picornell, J. Campins, R. Riosalido, and O. Carretero, 2001 : Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2 : Statistical approach. *Meteorol. Appl.*, **8**, 43–56.
- Kessler, E., 1969 : On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteorolo. Monogr.*, **32**, 84.
- Konrad II, C., 1997 : Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior Southeastern United States. *Wea. Forecasting*, **12**, 557–571.
- Lebeaupin, C., V. Ducrocq, and H. Giordani, 2008 : Sensitivity of mediterranean heavy rain events to the sea surface fluxes parameterization in high-resolution numerical modelling. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi :10.1029/2007JD009613.
- Levitus, S., 1982 : Climatological Atlas of the World Ocean. Technical Report 13, NOAA Professional Paper.
- Lin, Y., S. Chiao, T. Wang, M. Kaplan, and R. Weglarz, 2001 : Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, **16**, 633–660.
- Louis, J., 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Lay. Meteorol.*, **17**, 187–202.
- Malardel, S., 2005 : *Fondamentaux de météorologie*. Editions Cépaduès, 720 p.
- Massacand, A., H. Wernli, and H. Davies, 1998 : Heavy precipitation on the alpine southside : an upper-level precursor. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1435–1438.
- Miglietta, M. and R. Rotunno, 2009 : Numerical simulations of conditionally unstable flows over a moutain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1865–1885.
- 2010 : Numerical simulations of Low-CAPE Flows over a Moutain Ridge. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2391–2401.
- Mlawer, E., S. Taubman, P. Brown, M. Iacono, and S. Clought, 1997 : Radiative tranfert for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for long-wave. *J. Geophys. Res.*, **102D**, 16663–16682.
- Morcrette, J.-J., 1991 : Radiation and cloud radiative properties in the ecmwf operational weather forecast model. *J. Geophys. Res.*, **95**, 9121–9132.
- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin, and S. Anquetin, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern france. I : Numerical framework and synoptic ingredients. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134**, 111–130.

- Nuissier, O., B. Joly, A. Joly, V. Ducrocq, and P. Arbogast, 2011 : A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 1812–1827.
- Pinty, J. and P. Jabouille, 1998 : A mixed-phased cloud parametrization for use in a mesoscale non-hydrostatic model : Simulations of a squall line and orographic precipitation. *Pp 217-220 in Preprints, Conference on Cloud Physics, Everett, WA. Amer. Meteorol. Soc : Boston.*
- Ramis, C., M. Llasat, A. Genovés, and A. Jansa, 1994 : The october 1987 floods in Catalonia : Synoptic and mesoscale mechanisms. *Meteorol. Appl.*, 337–350.
- Ricard, D., V. Ducrocq, and L. Auger, 2011 : A climatology of mesoscale environment associated with Heavy Precipitating Events over a Northwestern Mediterranean area. *J. Appli. Meteorol. Clim.*, doi :10.1175/JAMC-D-11-017.1.
- Rivrain, J.-C., 1997 : Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France. *Phénomènes remarquables n°4*, Météo-France, Toulouse, 93p.
- Romero, R., C. I. Doswell, and C. Ramis, 2000 : Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over eastern Spain. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 3731–3751.
- Rotunno, R. and R. Ferretti, 2001 : Mechanisms of intense Alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1732–1749.
- Rudari, R., D. Entekhabi, and G. Roth, 2004 : Terrain and multi-scale interactions as factor in generating extreme precipitation events. *J. Hydrometeor.*, **5**, 390–404.
- Schär, C. and H. Wernli, 1993 : Structure and evolution of an isolated semi-geostrophic cyclone. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 57–90.
- Stein, J., 2004 : Exploration of some convective regimes over the alpine orography. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 481–502.

Annexe A

Les outils diagnostiques du modèle MESO-NH

Traceurs lagrangiens

A partir des travaux de Schär et Wernli (1993), Gheusi et Stein (2002) ont développé un outil de traceurs lagrangiens, permettant d'identifier et d'étudier une masse d'air particulière. La méthode de calcul continue de ces traceurs lagrangiens consiste dans un premier temps à définir trois champs eulériens $(x_0(x, y, z, t), y_0(x, y, z, t), z_0(x, y, z, t))$ correspondant à l'état à t_0 de la particule située en (x, y, z) à l'instant t . Par la suite, ces trois champs eulériens sont assimilés à des traceurs passifs dont l'évolution est régie par l'équation A.1.

$$\frac{\partial \vec{x}_0}{\partial t} = -\vec{u} \cdot \vec{\nabla} \vec{x}_0 \quad (\text{A.1})$$

avec \vec{u} le champs de vent et \vec{x}_0 le vecteur (x_0, y_0, z_0) .

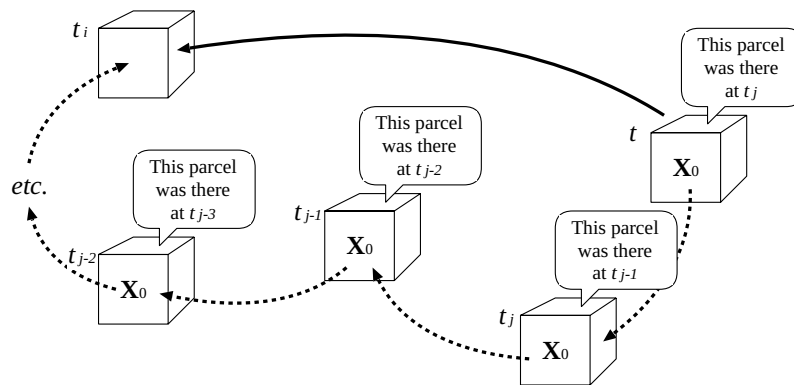


FIG. A.1: Schéma du principe de calcul des traceurs lagrangiens. D'après Gheusi et Stein (2005).

Plusieurs applications sont possibles grâce à cet outil de traceurs lagrangiens :

- la réalisation de rétro-trajectoires, c'est-à-dire représenter la trajectoire d'une particule (x, y, z) depuis un instant t , jusqu'à un instant antérieur, t_i . A chaque nouvelle

sortie du modèle (tous les Δt), les coordonnées de la particule sont calculées pour le nouvel instant $t - \Delta t$:

$$\begin{cases} x_{t-\Delta t} = x_0(x, y, z, t) \\ y_{t-\Delta t} = y_0(x, y, z, t) \\ z_{t-\Delta t} = z_0(x, y, z, t) \end{cases}$$

- le suivi des paramètres physiques d’une particule au cours du temps, le long de sa trajectoire
- la réalisation de lâchers de particules : à partir d’un instant t_0 , les particules présentes à chaque point de grille d’une boîte sélectionnée se propagent dans le temps, le long du flux. Ceci permet de suivre l’évolution d’un flux en trois dimensions.
- le suivi d’un ensemble de particules ayant une caractéristique commune

Bilans

Le modèle MESO-NH autorise le calcul de bilans en ligne pour les différentes variables pronostiques du modèle. Ils permettent d’estimer des moyennes temporelles pour ces variables et de quantifier leurs termes de source et de puits à partir de leur équation d’évolution. Cette équation est présentée pour une variable pronostique α par la suite (Eq. A.2). Ce calcul est réalisé dans une boîte définie par l’utilisateur.

$$\frac{\partial}{\partial t}(\tilde{\rho}\alpha) = \underbrace{-\frac{\partial}{\partial \bar{x}}(\tilde{\rho}U^c\alpha) - \frac{\partial}{\partial \bar{y}}(\tilde{\rho}V^c\alpha) - \frac{\partial}{\partial \bar{z}}(\tilde{\rho}W^c\alpha)}_{\text{contribution l'advection dans les directions } \bar{x}, \bar{y} \text{ et } \bar{z}} + \underbrace{\sum S\alpha_p}_{\text{Sources dues aux } p \text{ processus}} \quad (\text{A.2})$$

Nous présentons ci-après les équations du bilan pour la vapeur d’eau, r_v (Eq. A.3) et pour la température potentielle θ

$$\frac{\partial r_v}{\partial t} = \underbrace{\sum \frac{\partial r_v}{\partial t}_{dyn}}_{\text{Tendance dynamique}} + RREVAV - RVDEPS - RVDEPG - CDEPI - RVHENI \quad (\text{A.3})$$

avec :

- RREVAV : évaporation/condensation de r_r à partir de r_v ,
- RVDEPS : dépôt/sublimation de r_s en r_v ,
- RVDEPG : dépôt/sublimation de r_g en r_v ,
- CDEPI : condensation/évaporation de r_c en r_v et dépôt/sublimation de r_i en r_v ,
- RVHENI : formation de r_i par nucléation hétérogène à partir de r_v .

La tendance dynamique correspond à l’advection, la turbulence, le filtre d’Asselin, la relaxation, la diffusion et la correction numériques. Les termes de puits sont la condensation en r_r et/ou en r_c , la dépôt en r_s et/ou en r_g et/ou en r_i , la formation de r_i par nucléation hétérogène. Les sources sont l’évaporation de r_r et/ou de r_c , la sublimation de r_s et/ou de r_g et/ou de r_i .

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \underbrace{\sum \frac{\partial \theta}{\partial t}}_{\text{Tendance dynamique}} + THENI + THONI + TDEPS + TDEPG - TEVA +$$

$$TRIM + TACC + TCFR + TSFR + TWETG + TDRYG - TGMLT -$$

$$TIMLT + TBERFI + TCDEPI$$

(A.4)

avec :

- THENI : formation de r_i par nucléation hétéorogène à partir de r_v ,
- THONI : formation de r_i par nucléation homogène,
- TDEPS : dépôt/sublimation de r_s en r_v ,
- TDEPG : dépôt/sublimation de r_g en r_v ,
- TEVA : évaporation/condensation de r_r à partir de r_v ,
- TRIM : grivrage de r_s à partir de r_c donnant r_s (grivrage léger) ou r_g (grivrage fort),
- TACC : accréition de r_r sur r_s donnant r_s ou r_g ,
- TCFR : congélation de r_r au contact de r_i donnant r_g ,
- TSFR : congélation spontanée de r_r en r_g ,
- TWETG : croissance humide de r_g ,
- TDRYG : croissance sèche de r_g ,
- TGMLT : fonte de r_g ,
- TIMLT : fonte de r_i donnant r_c ,
- TBERFI : transformation de r_c en r_i en présence de vapeur, par effet Bergeron,
- TCDEPI : condensation/évaporation de r_c en r_v et dépôt/sublimation de r_i en r_v .

Annexe B

Prévisions du modèle AROME-WMED

Les prévisions du modèle AROME-WMED basées sur le cycle CY35T2 ont les mêmes conditions initiales que les simulations MESO-NH AWM_{JJHH} (Figures B.1a, B.1b, B.1e et B.1f à comparer aux Figures 7.5a, 7.5b, 7.5e et 7.5f). Les prévisions du modèle AROME-WMED basées sur le cycle CY36T1 ont quant à elles les mêmes conditions initiales que les simulations MESO-NH AWM_{JJHHN} (Figures B.1c et B.1d à comparer aux Figures 7.5c et 7.5d).

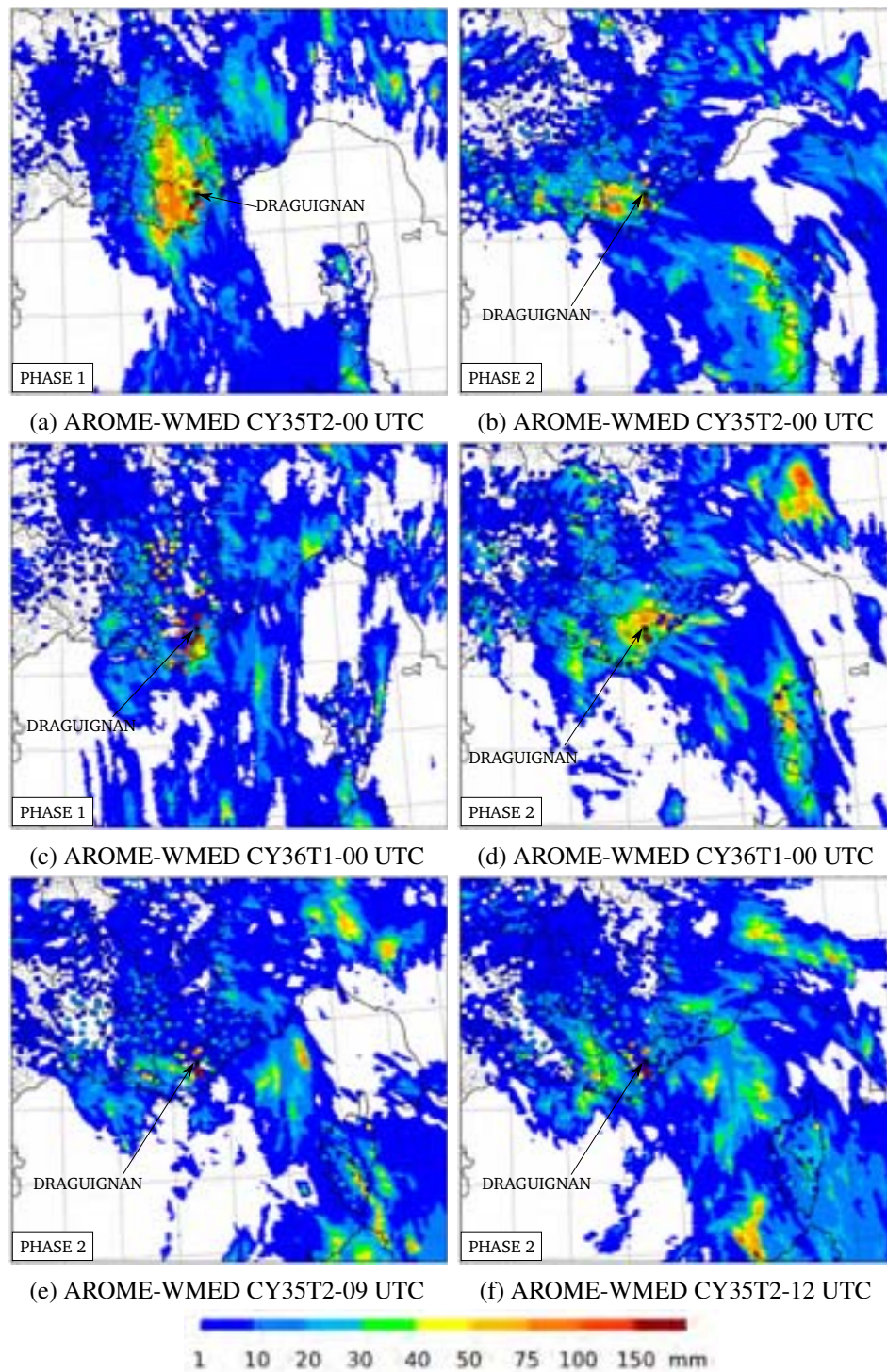


FIG. B.1: Comme la Figure 7.5, mais pour les prévisions du modèle AROME-WMED à partir des mêmes conditions initiales que les simulations MESO-NH : AWM1500, cumuls sur la phase 1 (a) et sur la phase 2 (b) ; AWM1500N, cumuls sur la phase 1 (c) et sur la phase 2 (d) ; AWM1509, cumuls sur la phase 2 (e) et AWM1512, cumuls sur la phase 2 (f).

Annexe C

Température de brillance dans l'infra-rouge observée et simulée

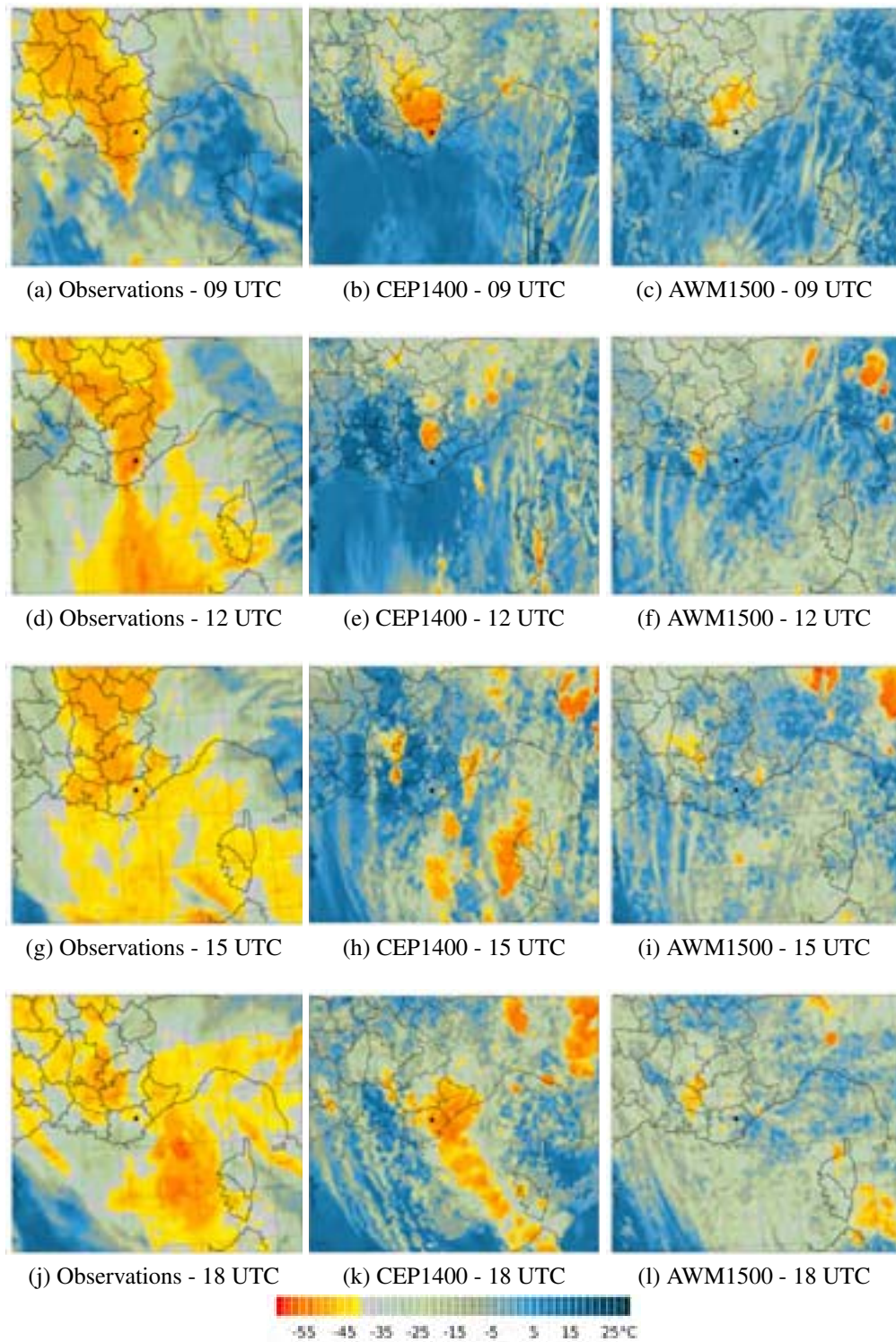


FIG. C.1: Températures de brillance dans l'infra-rouge, canal $10.8 \mu\text{m}$, (plages colorées, $^{\circ}\text{C}$), observées (MSG2) et simulées pour les expériences CEP1400 (au milieu) et AWM1500 (à droite), à 09, 12, 15 et 18 UTC (de haut en bas) le 15/06/10. Draguignan est indiqué par le point noir.

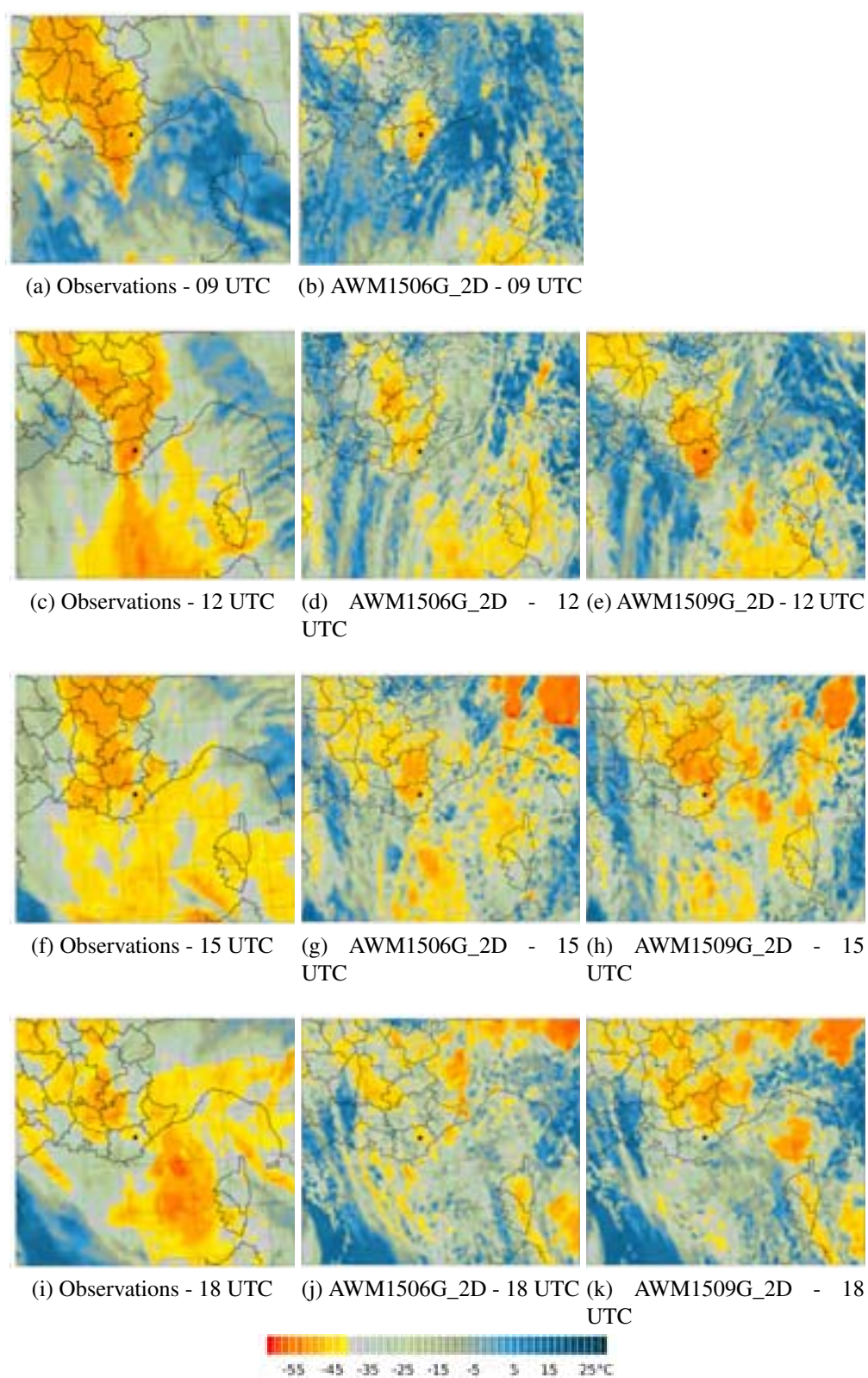


FIG. C.2: Comme la Figure C.1, mais pour les simulations AWM1506G_2D (au milieu) et AWM1509G_2D (à droite).

Annexe D

Sondages moyens

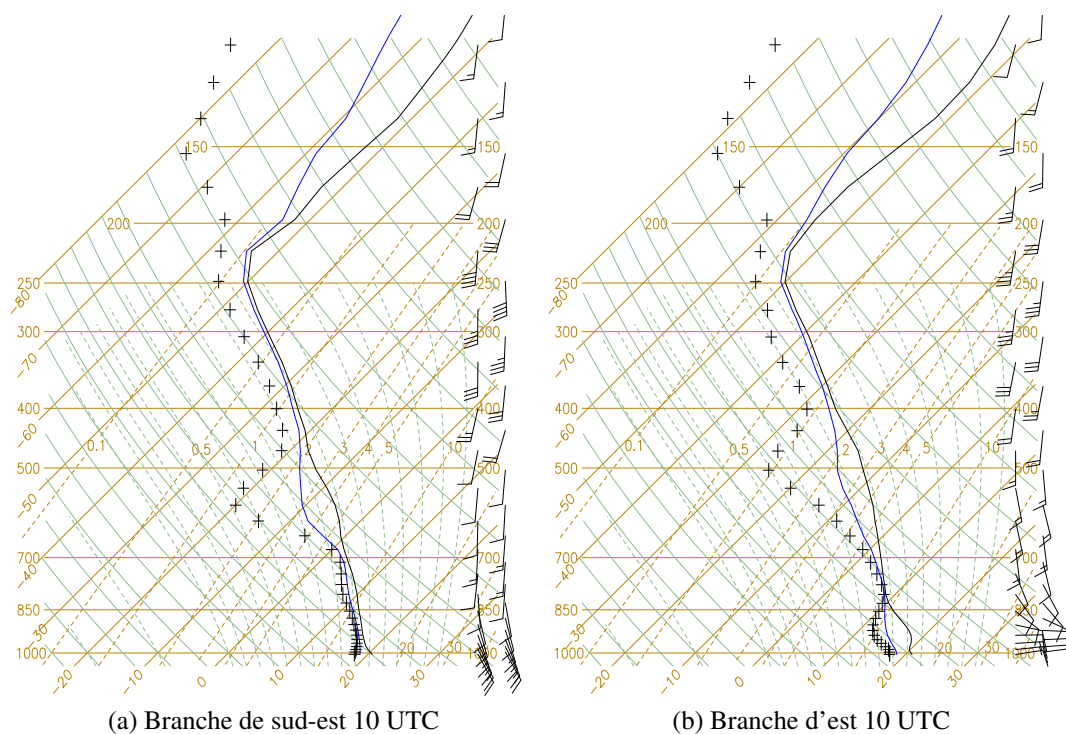


FIG. D.1: Comme la Figure 8.6, mais le 15/06/10 à 11 UTC, pour l'expérience AWM1509G_2D

Liste des variables

Les événements fortement précipitants sur le pourtour méditerranéen nord-occidental

w	vitesse verticale ($m.s^{-1}$)
p	pression (hPa)
ρ	densité de l'air ($kg.m^{-3}$)
g	constante de gravitation ($m.s^{-2}$)
β	flottabilité ($m.s^{-2}$)
θ_v	température potentielle virtuelle (K ou $^{\circ}C$)
q_l	contenu en eau liquide ($g.kg^{-1}$)
q_s	contenu en eau solide ($g.kg^{-1}$)
CIN	Convective INhibition : inhibition convective ($J.kg^{-1}$)
CAPE	Convective Available Potential Energy : énergie potentielle convective disponible ($J.kg^{-1}$)
LFC	niveau de convection libre (hPa ou m)
LNB	niveau de flottabilité neutre (hPa ou m)
z_0	altitude initiale de la particule (m)
u_c	vitesse de déplacement du courant de densité ($m.s^{-1}$)
h_c	hauteur du courant de densité (m)
$\Delta\rho$	différence de densité entre le courant de densité et l'environnement ($kg.m^{-3}$)
DCAPE	Downdraft Convective Available Potential Energy ou énergie potentielle convective disponible pour les subsidences ($J.kg^{-1}$)
γ	tourbillon horizontal (s^{-1})
\vec{S}	cisaillement de basses couches ($m.s^{-1}$)
\vec{Q}_{3000}	vecteur flux horizontal d'humidité intégré verticalement sur 3km ($kg.m^{-1}.s^{-1}$)
q_v	humidité spécifique de l'air humide ($g.kg^{-1}$)
\vec{v}_h	vecteur vent horizontal ($m.s^{-1}$)

Étude numérique idéalisée d'événements sur le sud-est de la France

Fr_w	nombre de Froude humide (sans unité)
U	module du vent incident ($m.s^{-1}$)
N_v	fréquence de Brunt-Väisälä frequency pour l'air humide (s^{-1})
h_m	hauteur du relief (m)
a	demi-largeur du relief (km)
r_0	rapport de mélange initial en vapeur d'eau ($g.kg^{-1}$)
α	coefficient de décroissance
U_1	vitesse maximale initiale du flux idéalisé ($m.s^{-1}$)
U_0	vitesse initiale sur les bords du flux idéalisé ($m.s^{-1}$)
u, v, w	les trois composantes du vent ($m.s^{-1}$)

Étude de l'événement exceptionnel du Var le 15 juin 2010

θ_e	Température potentielle équivalente (K ou $^{\circ}C$)
θ'_w	Température potentielle pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (K ou $^{\circ}C$)

Glossaire

- A -

AROME-FRANCE	Application de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Échelle : dernier modèle local de prévision numérique du temps (PNT) à maille très fine opérationnel à Météo-France, centré sur la France
AROME-WMED	Modèle AROME appliqué au domaine recouvrant le sud-est de la France et le nord-ouest de la mer Méditerranée
ARPEGE	Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle : modèle global de prévision numérique du temps (PNT) opérationnel à Météo-France

- C -

CA	Abréviation pour la région Catalogne
CAPE	Convective Available Potential Energy : énergie potentielle convective disponible
CEPMMT	Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
CIN	Convective INhibition : inhibition convective
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques (CNRS/Météo-France)
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
CR	Abréviation pour la Corse
CV	Abréviation pour la région Cévennes-Vivarais

- D -

DCAPE	Downdraft Convective Available Potential Energy ou énergie potentielle convective disponible pour les subsidences
Dorsale	Avancée de hautes pressions issue d'une anticyclone

- E -

ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts (CEPMMT en français)
-------	---

- G -

GAME	Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (Unité de recherche associée 1357 CNRS/Météo-France)
------	--

GG	Abréviation pour le Golfe de Gênes
- H -	
HPE	Heavy Precipitating Event : événement fortement précipitant
HyMeX	HYdrological cycle in Mediterranean EXperiment : campagne expérimentale d'étude du cycle hydrologique en région méditerranéenne
- I -	
IFS	Integrated Forecast System : modèle de prévision du temps du CEPMMT
IS	Abréviation pour Israël
IT	Abréviation pour Italie
- L -	
LCL	Level of Condensation Lifting : niveau de condensation
LFC	Level of Free Convection : niveau de convection libre
LNB	Level of Neutral Buoyancy : niveau de convection libre
- M -	
MCS	Mesoscale Convective System : système convectif de méso-échelle
MESO-NH	Modèle de MESO-échelle Non-Hydrostatique de recherche
MSG	METEOSAT (satellites météorologiques géostationnaires européens) Seconde Génération
- P -	
PL	Abréviation pour la région Piémont-Ligurie en Italie
PNT	Prévision Numérique du Temps
- R -	
R	Abréviation pour la région Languedoc-Roussillon
- S -	
SA	Abréviation pour le sud des Alpes
- T -	
Talweg	Avancée de basses pressions issue d'une dépression
TU	Abréviation pour la Tunisie
- U -	
UTC	Coordinated Universal Time : temps universel coordonné
- V -	
VA	Abréviation pour la région de Valence en Espagne

Liste des figures

1	Topographie et bathymétrie du bassin méditerranéen	1
2	Localisation des événements de pluies remarquables. D'après Nuissier <i>et al.</i> (2008)	2
3	Distribution mensuelle des épisodes de pluie intense. D'après Ricard <i>et al.</i> (2011)	3
4	Localisation des maxima de pluies quotidiennes. D'après Ricard <i>et al.</i> (2011)	4
1.1	Émagramme d'un radiosondage	12
1.2	Courants subsidents et tourbillon horizontal	13
1.3	Modèle conceptuel du cycle de vie d'une cellule convective ordinaire	14
1.4	Schéma conceptuel d'un orage multicellulaire « en ligne ».	15
1.5	Déplacement d'un orage multicellulaire	15
1.6	Températures de brillance dans l'infra-rouge le 20/10/2008 à 13 UTC	16
2.1	Schémas synoptiques CSW et CS.D'après Nuissier <i>et al.</i> (2011)	18
2.2	Analyse de composite de 40 HPEs observés entre 2002 et 2006 sur le sud-est de la France. D'après Ricard <i>et al.</i> (2011)	20
2.3	Sources d'humidité pour les masses d'air alimentant les systèmes convectifs précipitants. D'après Duffourg et Ducrocq (2011).	21
2.4	Schéma récapitulatif des ingrédients participant au développement et au maintien des MCSs méditerranéens. D'après Ducrocq <i>et al.</i> (2008).	22
3.1	Récapitulatif des 4 régimes de flux de l'étude de Chen et Lin (2005a)	29
3.2	Régime de l'écoulement en fonction du nombre de Froude humide et de la CAPE	30
3.3	Synthèse des tests de sensibilité présentés par Miglietta et Rotunno (2009)	31
3.4	Domaine d'étude	34
3.5	Conditions initiales pour l'expérience de référence CTRL	35
5.1	Schéma récapitulatif du lien entre les caractéristiques du flux de basses couches, les mécanismes et la localisation du système fortement précipitant.	54
6.1	Cumuls quotidien des précipitations sur la région PACA le 15 juin 2010	58
6.2	Analyses du modèle ARPEGE en altitude	59
6.3	Analyses issues du modèle ARPEGE en surface	60
6.4	Température de brillance dans l'infra-rouge observée (MSG/canal 10.8 μm)	62
6.5	Réflectivité radar observée	63

6.6	Cumuls de précipitation observés pendant les deux phases de l'épisode . .	64
6.7	Cumuls observés entre le 15/06/10 à 06 UTC et le 16/06/10 à 06 UTC . .	65
6.8	Prévisions des modèles IFS et ARPEGE	67
6.9	Domaines de prévision du modèle AROME	68
6.10	Prévisions du modèle AROME-FRANCE	68
6.11	Prévisions du modèle AROME-WMED	69
7.1	Domaines de simulation	75
7.2	Cumuls de précipitation durant les deux phases de l'épisode pour les simulations avec le modèle IFS	78
7.3	Comme la Figure 7.2, mais pour les simulations avec le modèle ARPEGE	79
7.4	Comme la Figure 7.2, mais pour les simulations avec le modèle AROME-FRANCE	81
7.5	Comme la Figure 7.2, mais pour les simulations avec le modèle AROME-WMED	82
7.6	Comme la Figure 7.2, mais pour les simulations avec le modèle AROME-WMED	83
7.7	Comme la Figure 7.2, mais pour les simulations avec le modèle AROME-WMED	84
7.8	Comme la Figure 7.2, mais pour les prévisions AROME-WMED	86
7.9	Réflectivité radar et vent à 10 m observés et simulés par CEP1400 et AWM1500	88
7.10	Comme la Figure 7.9, mais pour AWM1506G_2D et AWM1509G_2D.	89
7.11	Réflectivité radar et vent à 10 m observés et simulés par AWM1506G, AWM1506G_2D, AWM1509G et AWM1509G_2D	91
8.1	Réflectivités radar pour l'expérience AWM1506G_2D le 15/06/10 de 07 UTC à 11 UTC	94
8.2	Environnement méso-échelle de l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 06 UTC	95
8.3	Comme la Figure 8.2, mais le 15/06/10 à 10 UTC.	96
8.4	Rétro-trajectoires simulées entre 10 UTC et 06 UTC par AWM1506G_2D	97
8.5	Lâchers de particules le 15/06/10 à 07 UTC pour l'expérience AWM1506G_2D	98
8.6	Sondages moyens, sous forme d'émagramme, réalisés dans les deux branches d'alimentation pour l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 07 et 10 UTC	99
8.7	Température à 2 m observée et simulée par l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 09 UTC et 11 UTC	101
8.8	Evolution du courant de densité pour l'expérience AWM1506G_2D, le 15/06/10 de 07 UTC à 11 UTC	102
8.9	Rétro-trajectoires entre 12 UTC et 06 UTC, le 15/06/10, pour l'expérience AWM1506G_2D	103
8.10	Humidité relative et vitesse verticale pour l'expérience AWM1506G_2D	103
8.11	Comme les Figures 8.8c, 8.1e et 7.6c mais pour AWM1506GS_2D.	104
8.12	Carte de l'orographie du Var et ses environs	105
8.13	Vent à 10 m le 15/06/10 à 10 UTC pour l'expérience AWM1506G_2D	105

8.14	Ascendances à 250 m et 500 m et plage froide, le 15/06/10 à 10 UTC pour l'expérience AWM1506G_2D	106
8.15	Rapport de mélange en eau liquide nuageuse et en eau liquide précipitante à 1000 m le 15/06/10 à 10 UTC pour l'expérience AWM1506G_2D	106
8.16	Comme la Figure 8.1, mais pour AWM1509G_2D, le 15/06/10 de 11 UTC à 15 UTC.	107
8.17	Comme la Figure 8.2, mais pour AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 12 UTC	108
8.18	Coupe verticale de la température potentielle équivalente θ_e pour l'expérience AWM1509G_2D	109
8.19	Comme la Figure 8.4, mais pour AWM1509G_2D	110
8.20	Sondage moyen réalisé en amont de la ligne convective sur mer pour AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 11 UTC	111
8.21	Lâcher de particules dans le flux de sud pour l'expérience AWM1509G_2D	112
8.22	Projection horizontale de la rétro-trajectoire rouge de la Figure 8.19a, θ_e à 1200 m et vent à 1200m, pour AWM1509G_2D	113
8.23	Comme la Figure 8.17c, mais pour AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 12 UTC	113
8.24	Comme la Figure 8.19, mais pour des particules présentes dans le système convectif sur le Var	114
8.25	Comme la Figure 8.5, mais pour AWM1509G_2D entre 12 UTC et 15 UTC.	115
8.26	Température potentielle virtuelle θ_v à 36 m pour AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 12 UTC.	116
8.27	Réflexivité radar pour l'expérience AWM1506G_2D le 15/06/10 de 16 UTC à 21 UTC	117
8.28	Comme la Figure 8.27, mais pour AWM1509G_2D	118
8.29	Comme les Figures 8.2a et 8.2b, mais pour AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 15 UTC	119
8.30	Comme les Figures 8.2a et 8.2b, mais pour AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 15 UTC	119
8.31	Comme les Figures 8.2a et 8.2c, mais pour AWM1506G_2D, le 15/06/10 à 18 UTC	120
8.32	Comme les Figures 8.2a et 8.2c, mais pour AWM1509G_2D, le 15/06/10 à 18 UTC	120
8.33	Schéma récapitulatif des mécanismes entrant en compte dans la phase 1a sur le domaine entier (a) et zoomé sur le département du Var (b).	121
8.34	Schéma récapitulatif des mécanismes entrant en compte dans la phase 1b.	122
A.1	Schéma du principe de calcul des traceurs lagrangiens. D'après Gheusi et Stein (2005).	133
B.1	Comme la Figure 7.2, mais pour les prévisions AROME-WMED	138
C.1	Températures de brillance dans l'infra-rouge (MSG/canal 10.8 μm) à 09, 12, 15 et 18 UTC et 09 UTC le 15/06/10 (observations, AWM1506G_2D et AWM1509G_2D	140
C.2	Comme la Figure C.1, mais pour les simulations AWM1506G_2D et AWM1509G_2D.	141

D.1	Comme la Figure 8.6, mais le 15/06/10 à 11 UTC, pour l'expérience AWM1509G_2D	143
-----	--	-----

Liste des tableaux

1	Événements de pluies remarquables sur la mer Méditerranée occidentale. D'après Nuissier <i>et al.</i> (2008).	2
7.1	Caractéristiques des simulations MESO-NH pour l'étude du cas du Var. .	77
8.1	Paramètres calculés sur les sondages moyens des boîtes en amont des flux de sud-est et d'est présentées sur la Figure 8.4, le 15/06/10 à 07 UTC et à 10 UTC.	100
8.2	Comme le Tableau 8.1, mais AWM1509G_2D le 15/06/10 à 10 UTC . . .	114

Lifting mechanisms of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean - The case study of the Var event on June 15, 2010

AUTHOR : Emilie BRESSON

ABSTRACT :

Northwestern Mediterranean region is often affected by heavy precipitating events, mostly during autumn. The present study aims at better understanding the relationship between mesoscale meteorological environment characteristics and location and intensity of heavy precipitating systems, by investigating mechanisms responsible for deep convection triggering and maintain.

First, idealised numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Cevenol region were analysed to highlight the dominant mechanisms. Sensitivity experiments varying humidity and wind speed of the marine inflow help to establish relationships between environment characteristics, dominant triggering mechanisms and precipitating system location.

The results of this idealised study were confronted to the flood case of Var, June 15th, 2010. A quite large set of numerical simulations were performed to reproduce at best the heavy precipitation event. Then, the best simulations were used to understand the mechanisms leading to the quasi-stationary precipitating system observed over the Var region.

KEYWORDS : Northwestern Mediterranean region ; heavy precipitating events ; quasi-stationary convective systems ; Var event on June 15, 2010 ; lifting mechanisms

Mécanismes de formation des systèmes convectifs quasi-stationnaires en Méditerranée nord-occidentale - Application au cas du 15 juin 2010 sur le Var

Doctorat de l'Université Toulouse III - Paul Sabatier

AUTEUR : Emilie BRESSON

DIRECTRICE DE THÈSE : Véronique DUCROCQ

CO-DIRECTEUR DE THÈSE : Olivier NUISSIER

RÉSUMÉ :

La Méditerranée nord-occidentale est affectée par des épisodes de pluie intense, principalement durant l'automne. L'objectif de la thèse était de mieux comprendre la relation entre les caractéristiques de l'environnement météorologique de méso-échelle et la localisation et l'intensité de ces systèmes fortement précipitants, en étudiant les différents mécanismes de déclenchement et d'entretien de la convection profonde.

Cette relation a d'abord été étudiée au moyen de simulations idéalisées de systèmes convectifs quasi-stationnaires affectant la région Cévenole. Des expériences de sensibilité aux caractéristiques du flux marin en terme d'humidité et de vitesse ont permis d'étudier les mécanismes expliquant la localisation du système précipitant.

Les résultats de cette étude idéalisée ont ensuite été confrontés au cas des inondations du Var du 15 juin 2010. Un ensemble conséquent de simulations numériques a été réalisé afin d'obtenir la meilleure simulation de l'évènement permettant l'étude des mécanismes à l'origine du système précipitant quasi-stationnaire observé sur le Var.

MOTS-CLÉS : Méditerranée nord-occidentale ; événements fortement précipitants ; systèmes convectifs quasi-stationnaires ; cas du 15 juin sur le Var ; mécanismes de soulèvement

DISCIPLINE : Physique de l'atmosphère

UNITÉ DE RECHERCHE : Centre National de Recherches Météorologiques -
Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique
Météo-France, 42 avenue Gaspard Coriolis
31057 Toulouse cedex 1, France